

АКАДЕМИЯ  
НАУК  
СССР

МИНЕРАЛОГИЯ  
И  
ГЕОХИМИЯ  
ДОКЕМБРИЯ  
КАРЕЛИИ



А К А Д Е М И Я    Н А У К    С С С Р  
КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ                      ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

---

Т Р У Д Ы

Выпуск 7 <sup>a</sup>

# МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ДОКЕМБРИЯ КАРЕЛИИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО  
«НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ  
ОТДЕЛЕНИЕ

Ленинград  
1971



1973 г.

*Редакционная коллегия*

В. А. СОКОЛОВ (председатель), Б. Я. АЛЕКСЕЕВ,  
Г. С. БИСКЭ, А. И. БОГАЧЕВ, М. А. ЕЛИСЕЕВ (секретарь),  
А. С. ПЕККИ, В. И. РОБОНЕН

Одной из характернейших особенностей геологии Карелии является широкое развитие в ее пределах докембрийских образований, слагающих практически нацело коренные породы Карелии. Поэтому молодежным в своей основе коллективом Института геологии Карельского филиала АН СССР уделяется большое внимание изучению различных разделов геологии докембрия Карелии. В настоящем сборнике излагается новый фактический материал и освещаются результаты исследований, полученных коллективом института совместно с сотрудниками СЗГУ и других учреждений за последние годы в области минералогии и геохимии Карелии.

В связи с большим значением для экономики Карелии пегматитовых месторождений первая группа статей посвящена их минералогии и геохимии. В них рассматривается минералогическая классификация пегматитов Северной Карелии, а также минералогические и геохимические критерии поисков и оценки слюдяных пегматитов, приводится новый фактический материал, касающийся минералогии и геохимии пегматитов и первичных ореолов измененных пород вокруг пегматитовых тел.

Для понимания особенностей метаморфизма особое значение имеет изучение распределения, конституции и свойств минералов метаморфических пород и зон наложенной минерализации. Этим вопросам уделено внимание во второй группе статей.

Третья группа статей содержит описание ряда особенностей мусковита и флогопита, имеющих значение для выяснения их генезиса и влияющих на использование этих минералов в промышленности.

В четвертой группе статей обсуждаются результаты экспериментальных плавок основных и ультраосновных пород, а также ряда искусственных смесей различных соединений.

В последней группе статей рассматривается возможность применения в условиях Карелии некоторых методов минералогического исследования.

Приводимые в ряде статей сборника выводы дискуссионны и нуждаются в дальнейшем уточнении и подтверждении. Поэтому редакционная коллегия сборника, учитывая также первый опыт выпуска сборника по минералогии и геохимии докембрия Карелии после организации Института геологии Карельского филиала АН СССР, будет благодарна за советы, рекомендации и замечания, касающиеся сборника в целом и отдельных статей в частности.

Ответственный редактор

А. Б. НАЛИВКИН



*Л. Л. Гродницкий*

## СТРУКТУРНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ПЕГМАТИТОВ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

За последние 30 лет изучения слюдоносных и редкометалльных гранитных пегматитов было создано большое количество классификационных схем, основанных на признаках внутреннего строения и состава жил (Ферсман, 1931; Борисов, 1937; Григорьев, 1937; Бунтин, 1937; Якжин, 1937; Лабунцов, 1939; Камерон и др., 1951; Беус, 1951; Власов, 1946, 1952, 1961; Гинзбург, 1955; Горлов, 1957; Шавло, 1958; Андреев, 1961; Дворкин—Самарский, 1961; Шуркин, и др., 1962; Солодов, 1962; Шмакин, 1963). При исследовании слюдоносных и керамических пегматитов была установлена тесная связь характера минерализации в жилах с составом вмещающих пород (Коржинский, 1937; Бунтин, 1937; Никитин, 1952). Эта зависимость послужила основой для выделения групп пегматитовых жил, залегающих в различных литологических условиях (Бунтин, 1937; Боровиков, Никитин, 1953; Мишарев и др., 1960), и давно уже используется при поисково-разведочных работах.

Развитие разведочных и эксплуатационных работ в Северной Карелии за последнее десятилетие дало богатый новый фактический материал, касающийся внутреннего строения и состава жил, а также связи этих особенностей пегматитов с составом вмещающих пород.

Автором в течение 1958—1967 гг. проводилось детальное картирование пегматитовых жил в подземных горных выработках, вскрывающих различные горизонты разведываемых и эксплуатируемых объектов, с привлечением материалов колонкового бурения СЗГУ. Помимо этого, использованы данные более ранних поисково-разведочных работ (Б. Я. Алексеев, Е. П. Чуйкина, Л. Г. Смолина, В. Г. Смолин, В. И. Жданов, А. Н. Спиридонов, В. К. Браунков, Л. Я. Сидоренко, А. И. Дравант, Э. А. Поляк, Т. В. Жданова, Е. Г. Алейников, А. Э. Энглунд, Н. И. Холодок, Г. М. Арутюнов, Б. И. Ревнов и др.). Всего, таким образом, автором изучено около 500 пегматитовых жил.

С позиций нового фактического материала предпринята попытка создания новой региональной классификации гранитных пегматитов, предлагаемой для обсуждения в настоящей статье.

В новой классификации рассматриваются слюдоносные, слюдяно-керамические и керамические пегматиты послеорогенного возраста, 2-я возрастная группа по Ю. Е. Рыцку (1962). Более ранние пегматитовые образования, широко известные в районе, но представленные повсеместно мелкими, главным образом согласными телами, сложенными мелкозернистым бесслюдным пегматитом, в предлагаемую схему не включены.

Как можно видеть из таблицы, при составлении классификации применен многоступенчатый критерий, связанный с многоступенчатым характером классификационной задачи. Действительно, расчленению подлежат пегматиты как породы, как геологические тела и как пространственные совокупности геологических тел. Поскольку причины наблюдаемых раз-



личий пегматитов в каждом из трех случаев различны, вероятно, необходимо использовать критерии различного порядка и соответственно выделять систематические единицы различного порядка, ранга. При этом выделение единиц одного порядка в каждом случае следует вести с помощью одного критерия.

При классификации пегматита как породы используется признак пространственной ассоциации породообразующих минералов и устанавливается основная систематическая единица — типоморфный структурно-минеральный комплекс. Ранее пространственные ассоциации минералов в пегматитах изучались рядом исследователей, в частности, А. А. Беусом (1951), Е. Камероном и др. (1951), Ю. П. Ивенсенем (1957, 1960) и Е. С. Антонюком (1962), а в классификационных целях — были применены К. А. Власовым (1946, 1952, 1961).

При выделении следующей систематической единицы, типа пегматитовых жил, в качестве классификационного критерия используется пространственное сочетание типоморфных структурно-минеральных комплексов.

Разделение пегматитов на фациальные группы произведено по признаку залегания жил в различных по составу вмещающих породах. На основе последнего признака среди послеорогенных пегматитов региона выделены три фациальные группы (см. таблицу): 1) пегматиты, залегающие в высокоглиноземистых плагиогнейсах (слюдяные); 2) пегматиты, залегающие в микроклино-плагиоклазовых, биотитовых, эпидото-биотитовых, амфиболо-биотитовых гнейсах, гранито-гнейсах и аплитах (слюдяно-керамические); 3) пегматиты, залегающие в амфиболитах и амфиболо-биотитовых плагиогнейсах (керамические).

Каждой из выделенных фациальных групп соответствует определенный ряд типов пегматитовых жил, характеризующихся различным сочетанием в жилах каждого из типов типоморфных структурно-минеральных комплексов. Последние, в отличие от всех остальных минеральных ассоциаций, известных в изученных пегматитах, обладают рядом особенностей:

а) являются наиболее широко развитыми и обязательными для данной совокупности пегматитовых жил;

б) обладают постоянством состава;

в) занимают определенное пространственное положение в жилах каждого типа;

г) занимают определенное место в общей последовательности появления минеральных ассоциаций при переходе от первого типа жил к последнему в указанных рядах.

Из общего числа минеральных ассоциаций, развитых в жилах района, поставленным условиям отвечают (см. таблицу): в пегматитах первой фациальной группы — четыре структурно-минеральных комплекса ( $a_1$ ,  $b_1$ ,  $v_1$  и  $g_1$ ); в пегматитах второй фациальной группы — три структурно-минеральных комплекса ( $a_2$ ,  $b_2$  и  $v_2$ ); в пегматитах третьей фациальной группы — четыре структурно-минеральных комплекса ( $a_3$ ,  $b_3$ ,  $v_3$  и  $g_3$ ). В результате использования различного пространственного сочетания типоморфных комплексов было выделено среди изученных пегматитовых жил одиннадцать структурно-минералогических типов: среди слюдяных пегматитов — четыре типа, слюдяно-керамических — три типа и керамических пегматитов — четыре типа. Краткая характеристика основных черт жил установленных типов приводится ниже.

Первая фациальная группа — пегматиты, залегающие в высокоглиноземистых плагиогнейсах (слюдяные). I тип представлен пегматитовыми жилами, сложенными преимущественно плагиоклазовым среднезернистым пегматитом неяснографической структуры с таблитчатым биотитом (комплекс  $a_1$ ). Кроме указанного типоморфного комплекса,

в жилах рассматриваемого типа присутствуют: плагиоклазовый мелкозернистый пегматит ортотектитовой структуры, плагиоклазовый среднезернистый пегматит апографической структуры в виде участков неправильной формы, мелкие редкие гнезда мелкокристаллического кварц-мусковитового комплекса, единичные мелкие блоки плагиоклаза и светло-серого кварца. В целом рассматриваемые жилы могут быть охарактеризованы как плагиоклазовые недифференцированные тела с таблитчатым биотитом. Жилы I типа относительно невелики по размерам, однако по количеству занимают одно из ведущих мест среди жил описываемой фациальной группы. Промышленного ослюденения они не содержат.

II тип представлен жилами, заключающими в своем составе два типоморфных структурно-минеральных комплекса: описанный выше комплекс  $a_1$  и комплекс  $b_1$  — плагиоклазовый крупнозернистый пегматит пегматоидной и блоковой структур с крупнокристаллическим, так называемым «пегматоидным» мусковитом. Помимо типоморфных комплексов, в пределах жил рассматриваемого типа развиты другие минеральные ассоциации: плагиоклазовый среднезернистый пегматит апографической и петельчатой структур, крупнокристаллический кварц-мусковитовый комплекс. Как правило, присутствует блоковый кварц в форме выдержанной оси. Жилы, таким образом, могут быть кратко описаны как плагиоклазовые тела с ясно выраженной зональной текстурой. Пегматиты рассматриваемого типа достаточно широко известны на всех крупнейших месторождениях, залегающих среди высокоглиноземистых плагиогнейсов и, обладая значительными размерами, являются важными источниками промышленного мусковита (среднее содержание мусковита около  $40 \text{ кг/м}^3$ ).

К III типу отнесены жилы, содержащие в своем составе, кроме комплексов  $a_1$  и  $b_1$ , типоморфный комплекс  $v_1$  — микроклиновый крупнозернистый пегматит пегматоидной и блоковой структур. Кроме того, присутствуют: плагиоклазовый среднезернистый пегматит апографической и петельчатой структур, крупнокристаллический кварц-мусковитовый комплекс и блоковый кварц в виде выдержанной оси. По соотношению полевых шпатов рассматриваемые жилы следует отнести к микроклино-плагиоклазовым; текстура жил четко зональная. Жилы III типа имеют значительные размеры, широко развиты и представляют главный промышленно-слюдоносный тип (среднее содержание мусковита около  $75 \text{ кг/м}^3$ ).

IV тип составляют жилы, в пределах которых развиты описанные ранее комплексы  $a_1$ ,  $b_1$ ,  $v_1$ , а также комплекс  $г_1$  — микроклиновый крупнозернистый пегматит блоково-грубографической структуры с широколистатым и лейстовым биотитом. Наряду с типоморфными комплексами распространены другие минеральные ассоциации: плагиоклазовый среднезернистый пегматит апографической и петельчатой структур, микроклиновый и плагиоклазовый крупнозернистый пегматит графической структуры, микроклиновый пегматит апографической структуры и мелкие, но иногда многочисленные гнезда мелкокристаллического кварц-мусковитового комплекса, светло-серый кварц в форме изолированных, вытянутых или изометрических блоков. Количественное соотношение полевых шпатов и текстурные особенности таковы, что рассматриваемые жилы могут быть названы участково-зональными микроклино-плагиоклазовыми пегматитами. По размерам жилы IV типа превосходят жилы всех остальных типов, однако по ослюдению резко уступают жилам II и III типов (среднее содержание  $11 \text{ кг/м}^3$ ).

Вторая фациальная группа — пегматиты, залегающие в микроклино-плагиоклазовых, биотитовых, эпидото-биотитовых, амфиболо-биотитовых гнейсах, гранито-гнейсах и аплитах (слюдяно-керамические). I тип включает пегматитовые жилы, сложенные преимущественно микроклино-плагиоклазовым среднезернистым пегматитом



неяснографической структуры с таблитчатым биотитом (типоморфный комплекс  $a_2$ ). Кроме типоворфного комплекса  $a_2$ , в строении жил принимают участие микроклиновый и плагиоклазовый среднезернистый пегматит апографической структуры, мелкозернистый пегматит орто тектитовой структуры в виде участков неправильной формы, отдельные мелкие блоки микроклина, плагиоклаза и кварца, немногочисленные мелкие гнезда мелкокристаллического кварц-мусковитового комплекса. В целом представители описываемого типа могут быть охарактеризованы как микроклино-плагиоклазовые недифференцированные жилы с таблитчатым биотитом. Несмотря на широкое развитие в пределах горизонтов, сложенных преимущественно микроклино-плагиоклазовыми гнейсами и гранитоидами, жилы I типа, относительно малые по размерам и не содержащие промышленного ослюденения, практического значения не имеют.

II тип представлен жилами, содержащими в своем составе, кроме типоворфного комплекса  $a_2$ , комплекс  $b_2$  — микроклино-плагиоклазовый крупнозернистый пегматит пегматоидной и блоковой структур с широколистоватым биотитом. Наряду с двумя типоворфными комплексами в жилах присутствуют другие минеральные ассоциации: микроклиновый и плагиоклазовый среднезернистый пегматит апографической и петельчатой структур в виде отдельных участков прихотливой формы, плагиоклазовый крупнозернистый пегматит графической структуры, кварц-мусковитовый комплекс, а также блоковый кварц в виде выдержанной или прерывистой оси. Текстура жил зональная. Жилы рассматриваемого типа обладают значительными размерами, широко развиты среди микроклино-плагиоклазовых гнейсов и гранитоидов и представляют промышленный интерес как объекты керамического сырья (микроклин, кварц) и добычи мусковита (среднее содержание около 20—25 кг/м<sup>3</sup>).

III тип включает жилы, в составе которых присутствуют все три типоворфных структурно-минеральных комплекса, выделяемые для жил рассматриваемой фациальной группы. Кроме комплексов  $a_2$  и  $b_2$ , здесь развит комплекс  $v_2$  — микроклиновый крупнозернистый пегматит блоково-грубографической структуры с широколистоватым и лейстовым биотитом. Здесь распространены такие минеральные ассоциации, как микроклиновый и плагиоклазовый среднезернистый пегматит апографической и петельчатой структур, микроклиновый и плагиоклазовый крупнозернистый пегматит графической структуры, немногочисленные мелкие гнезда мелкокристаллического кварц-мусковитового комплекса, а также кварц в виде изолированных овальных или вытянутых блоков. Текстура жил обусловлена сложным пространственным сочетанием указанных минеральных ассоциаций и может быть названа участково-зональной.

Наиболее крупные из жил III типа служат источником высококачественного керамического сырья, ослюденение здесь не достигает промышленных размеров.

Третья фациальная группа — пегматиты, залегающие в амфиболитах и амфиболо-биотитовых плагиогнейсах (керамические). К I типу рассматриваемой фациальной группы отнесены жилы, сложенные преимущественно плагиоклазовым среднезернистым пегматитом неяснографической структуры с таблитчатым биотитом (типоворфный комплекс  $a_3$ ). В составе жил принимают также участие плагиоклазовый мелкозернистый пегматит ортотектитовой структуры, плагиоклазовый среднезернистый пегматит апографической структуры, единичные мелкие блоки плагиоклаза и кварца. Рассматриваемые жилы, таким образом, могут быть описаны как плагиоклазовые недифференцированные тела с таблитчатым биотитом. Промышленного значения жилы I типа не имеют.

II тип представлен жилами, в пределах которых наряду с типоворфным комплексом  $a_3$  широко развит типоворфный комплекс  $b_3$  — плагиокла-



зовый крупнозернистый пегматит пегматоидной и блоковой структур с широколистоватым биотитом. Помимо этого, значительным распространением пользуется плагиоклазовый среднезернистый пегматит апографической и петельчатой структур, а также блоковый кварц, присутствующий в виде выдержанной оси. Жилы, принадлежащие ко II типу, могут быть охарактеризованы как плагиоклазовые зональные тела с таблитчатым и широколистоватым биотитом. В промышленном отношении рассматриваемые жилы используются лишь как источники жильного кварца и чистых разностей плагиоклаза.

III тип включает жилы, содержащие в своем составе, кроме типоморфных структурно-минеральных комплексов  $a_3$  и  $b_3$ , типоморфный комплекс  $v_3$  — микроклиновый крупнозернистый пегматит пегматоидной и блоковой структур. Из других минеральных ассоциаций известны плагиоклазовый среднезернистый пегматит апографической и петельчатой структур, плагиоклазовый крупнозернистый пегматит графической структуры, а также блоковый кварц в форме выдержанной либо прерывистой оси. Таким образом, жилы в целом могут быть описаны как микроклино-плагиоклазовые зональные тела с таблитчатым и широколистоватым биотитом. Жилы III типа служат объектами эксплуатации на микроклин, жильный кварц и чистые разности плагиоклаза.

IV тип представляют жилы, сложенные всеми четырьмя типоморфными структурно-минеральными комплексами, выделенными для характеристики пегматитов данной фации. Так, помимо рассмотренных трех комплексов  $a_3$ ,  $b_3$  и  $v_3$ , широким развитием пользуется типоморфный комплекс  $g_3$  — микроклиновый крупнозернистый пегматит блоково-грубографической структуры с широколистоватым и лейстовым биотитом. Кроме указанных минеральных ассоциаций, в жилах IV типа присутствуют плагиоклазовый среднезернистый пегматит апографической и петельчатой структур, плагиоклазовый и микроклиновый крупнозернистый пегматит графической, апографической и петельчатой структур, а также светло-серый кварц в виде изолированных овальных или вытянутых блоков. Текстура жил отражает сложные пространственные взаимоотношения названных минеральных ассоциаций и может быть названа участково-зональной.

Жилы IV типа содержат значительные количества промышленного микроклина и кварца, однако в силу ограниченного распространения серьезной роли в промышленном отношении не играют.

Приведенное выше весьма краткое описание важнейших черт изученных жил дает основание отметить ряд закономерностей, касающихся генетических взаимоотношений пегматитов различных систематических единиц классификации.

При сравнении жил разных типов внутри отдельно взятой фациальной группы устанавливаются следующие закономерности: 1. В пределах каждой из трех выделенных фациальных групп пегматиты различных типов могут быть расположены в единый ряд (в таблице такие ряды размещены по вертикали). Для каждого ряда типов, от первого к последнему, фиксируется закономерное усложнение пегматита и увеличение в нем количества типоморфных структурно-минеральных комплексов.

2. Положение каждого из типов в пределах ряда является фиксированным, определенным. Этот последний вывод вытекает из устанавливающейся закономерной последовательности появления типоморфных комплексов в направлении от более «простых» пегматитов к более «сложным». Последняя состоит в том, что в развитии каждого из последующих типоморфных комплексов проявляется определенная преемственность относительно предыдущих типоморфных комплексов: при появлении нового

типоморфного комплекса все прежние, развитые в жилах более «простого» типа, не «выпадают», а наследуются в пегматите более «сложного» типа.

Такая закономерность, на наш взгляд, может рассматриваться как свидетельство того, что каждый из типов данной фациальной группы есть продукт единого эволюционного процесса, одинаково направленного, но в разной степени заверщенного для каждого из типов. Закономерная последовательность появления типовых комплексов в ряду типов пегматитов, может, по-видимому, рассматриваться как временная последовательность их образования в пределах изученных жил. Здесь, однако, следует сказать, что не исключена возможность понимания части типовых комплексов как разновозрастных образований типа зон метасоматической колонки (Коржинский, 1953). Этот вопрос, как и генетические соотношения минералов внутри типовых комплексов, требует детального дальнейшего изучения.

Переходя к сопоставлению пегматитов разных фациальных групп между собой, можно констатировать существование важных черт сходства и различия рассматриваемых объектов.

Общим для пегматитов всех фациальных групп является:

1) близость по относительному возрасту, на что указывает отсутствие пересечений одних жил другими, одинаковый характер возрастных взаимоотношений всех жил с вмещающими породами и образуемыми ими складчатыми структурами;

2) локализация жил в линейных зонах единой пространственной ориентировки;

3) близость цифр абсолютного возраста (Шуркин и др., 1962);

4) непосредственная близость рассматриваемых жил в разрезе;

5) отмеченная выше одинаковая последовательность появления типовых структурно-минеральных комплексов во всех трех рядах типов жил, отвечающих выделенным фациальным группам;

6) выдержанность большинства типовых структурно-минеральных комплексов и типов жил при переходе из одной фациальной группы в другую;

7) аналогичный характер пространственного расположения типовых комплексов внутри жил.

Наиболее важные черты различия пегматитов разных фациальных групп:

1) неодинаковый химико-минералогический состав вмещающих пород;

2) «выпадение» некоторых типовых комплексов и типов жил при переходе из одной фациальной группы в другую (см. таблицу);

3) минералогические и химические особенности в пределах типовых комплексов-аналогов в жилах разных фациальных групп (появление микроклина в комплексах а и б при переходе от пегматитов первой и третьей группы к жилам второй группы; смена мусковита биотитом в комплексе б при переходе от жил первой группы к жилам второй группы; различия в составе плагиоклазов, биотитов, мусковитов);

4) резко различная относительная интенсивность развития типовых комплексов-аналогов в жилах разных фациальных групп; так, если в жилах первой и третьей групп широко развиваются комплексы с плагиоклазом, то в пределах жил второй группы резко возрастает доля типовых ассоциаций с микроклином;

5) существенное изменение текстурных особенностей типов-аналогов в пределах разных фациальных групп, заключающееся в усложнении текстурного рисунка жил при переходе от первой и третьей групп ко второй;

6) резкое снижение количества кварц-мусковитового комплекса при переходе от первой фациальной группы ко второй и почти полное отсутствие этой минеральной ассоциации в жилах третьей фациальной группы;



Структурно-минералогическая классификация пегматитов Северной Карелии (формация больших глубин, по Родионову, 1964; вторая возрастная группа — постскладчатые пегматиты, по Рыцку, 1962)

	Типоморфные сечения	Типоморфные структурно-минеральные комплексы	Типы жил	Типоморфные сечения	Типоморфные структурно-минеральные комплексы	Типы жил	Типоморфные сечения	Типоморфные структурно-минеральные комплексы
агио- трово- ы с ши- и отитом (овито- м)		г <sub>1</sub> — микроклиновый крупнозернистый пегматит блоково-грубографической структуры с широколистеватым и лейстовым биотитом в <sub>1</sub> — микроклиновый крупнозернистый пегматит пегматоидной структуры б <sub>1</sub> — плагиоклазовый крупнозернистый пегматит пегматоидной структуры с крупнокристаллическим мусковитом а <sub>1</sub> — плагиоклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры с таблитчатым биотитом	III — микроклино-плагиоклазовые и плагиоклазо-микроклиновые участково-зональные жилы с широколистеватым и лейстовым биотитом (с кварц-мусковитовым комплексом)		в <sub>2</sub> — микроклиновый крупнозернистый пегматит блоково-грубографической структуры с широколистеватым и лейстовым биотитом б <sub>2</sub> — микроклино-плагиоклазовый крупнозернистый пегматит пегматоидной структуры с широколистеватым биотитом а <sub>2</sub> — микроклино-плагиоклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры с таблитчатым биотитом	IV — микроклино-плагиоклазовые участково-зональные жилы с широколистеватым и лейстовым биотитом		г <sub>3</sub> — микроклиновый блоково-грубографический в <sub>3</sub> — микроклиновый пегматоидной с б <sub>3</sub> — плагиоклазовый пегматоидной с а <sub>3</sub> — плагиоклазовый неяснографический с тиым биотитом
агио- альные нокри- муско- им раз- муско- текста)		в <sub>1</sub> — микроклиновый крупнозернистый пегматит пегматоидной структуры б <sub>1</sub> — плагиоклазовый крупнозернистый пегматит пегматоидной структуры с крупнокристаллическим мусковитом а <sub>1</sub> — плагиоклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры с таблитчатым биотитом	II — микроклино-плагиоклазовые зональные жилы с широколистеватым биотитом (с кварц-мусковитовым комплексом)		б <sub>2</sub> — микроклино-плагиоклазовый крупнозернистый пегматит пегматоидной структуры с широколистеватым биотитом а <sub>2</sub> — микроклино-плагиоклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры с таблитчатым биотитом	III — микроклино-плагиоклазовые зональные жилы с широколистеватым биотитом		в <sub>3</sub> — микроклиновый пегматоидной с б <sub>3</sub> — плагиоклазовый пегматоидной с а <sub>3</sub> — плагиоклазовый неяснографический с тиым биотитом
е зо- лы с личе- итом (с звитием тового		б <sub>1</sub> — плагиоклазовый крупнозернистый пегматит пегматоидной структуры с крупнокристаллическим мусковитом а <sub>1</sub> — плагиоклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры с таблитчатым биотитом				II — плагиоклазовые зональные жилы с широколистеватым биотитом		б <sub>3</sub> — плагиоклазовый пегматоидной с а <sub>3</sub> — плагиоклазовый неяснографический с тиым биотитом
е не- занные итчатые		а <sub>1</sub> — плагиоклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры с таблитчатым биотитом	I — микроклино-плагиоклазовые недифференцированные жилы с таблитчатым биотитом		а <sub>2</sub> — микроклино-плагиоклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры с таблитчатым биотитом	I — плагиоклазовые недифференцированные жилы с таблитчатым биотитом		а <sub>3</sub> — плагиоклазовый неяснографический с тиым биотитом

Первая группа — пегматиты, залегающие в высокоглиноземистых плагиогнейсах (слюдяные пегматиты)

Вторая фациальная группа — пегматиты, залегающие в микроклино-плагиоклазовых, плагиоклазовых, биотитовых, эпидото-биотитовых и амфиболо-биотитовых гнейсах, а также гранито-гнейсах и аплитах (слюдяно-керамические пегматиты)

Третья фациальная группа — пегматиты, залегающие в амфиболитах и амфиболо-биотитовых пегматитах



1 — плагиоклазовый мелкозернистый пегматит ортопегматитовой структуры; 2 — плагиоклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры; 3 — микроклиновый среднезернистый пегматит неяснографической структуры; 4 — плагиоклазовый среднезернистый пегматит апографической структуры; 5 — микроклиновый среднезернистый пегматит апографической структуры; 6 — плагиоклазовый среднезернистый пегматит петельчатой структуры; 7 — микроклиновый среднезернистый пегматит петельчатой структуры; 8 — плагиоклазовый крупнозернистый пегматит пегматоидной и блоковой структур; 9 — микроклиновый крупнозернистый пегматит пегматоидной и блоковой структур; 10 — микроклиновый крупнозернистый пегматит блоково-грубографической структуры; 11 — блоковый кварц; 12 — кварц-мусковитовый комплекс; 13 — крупные

кристаллы мусковита; 14 — таблитчатый биотит; 15 — широколистеватый и лейстовый биотит; 16 — пирит, пирротин, халькопирит; 17 — турмалин; 18 — гранато-биотитовые и листено-гранато-биотитовые плагиогнейсы; 19 — биотитовые микроклино-плагиоклазовые гнейсы; 20 — амфиболиты; 21 — амфиболо-биотитовые плагиогнейсы.

кристаллы мусковита; 14 — таблитчатый биотит; 15 — широколистеватый и лейстовый биотит; 16 — пирит, пирротин, халькопирит; 17 — турмалин; 18 — гранато-биотитовые и листено-гранато-биотитовые плагиогнейсы; 19 — биотитовые микроклино-плагиоклазовые гнейсы; 20 — амфиболиты; 21 — амфиболо-биотитовые плагиогнейсы.



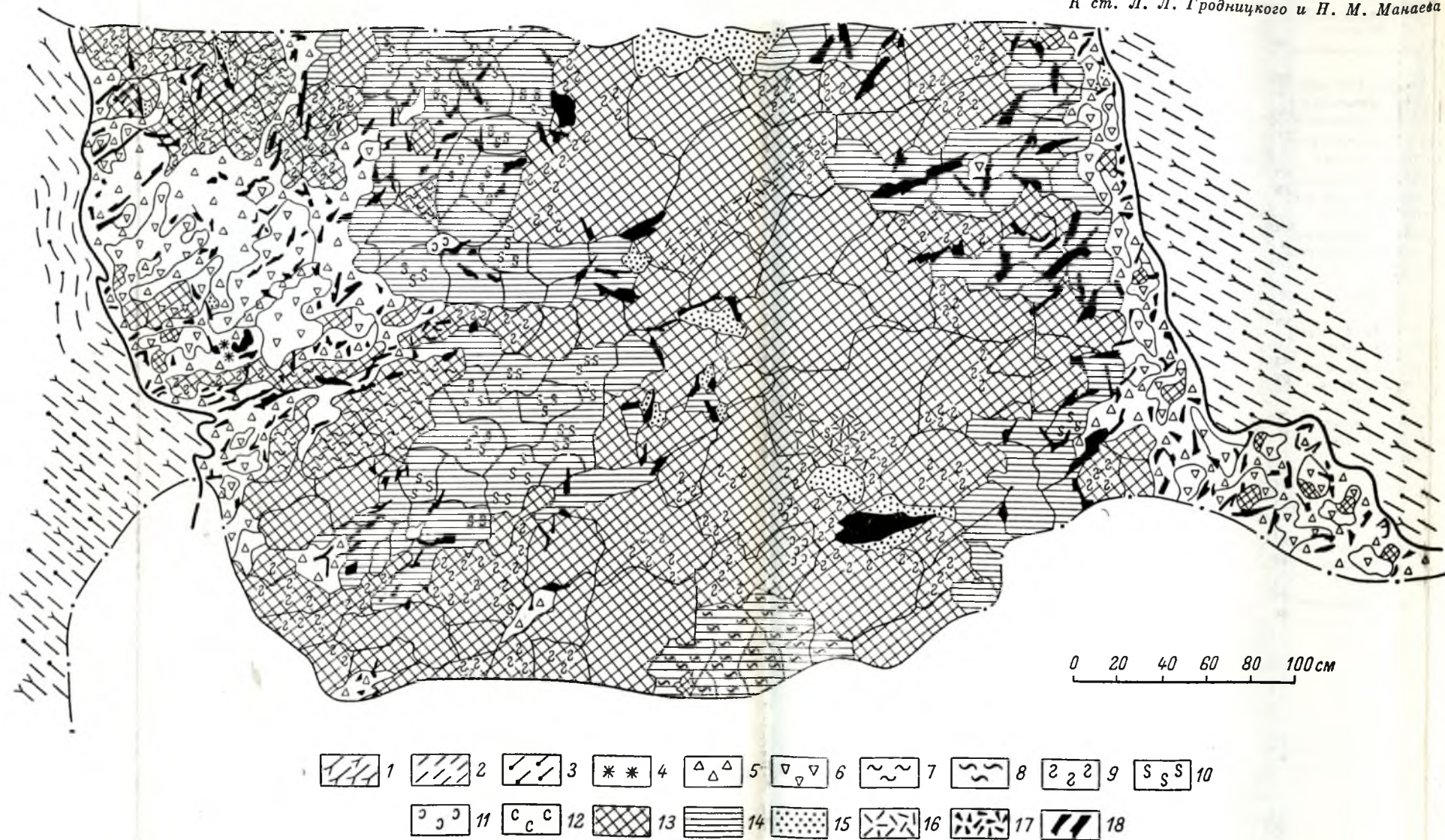


Рис. 1. Распределение биотита в пегматитовой жиле.

1 — амфиболит; 2 — микроклин-плагноклазовый биотитовый гнейс; 3 — амфиболо-биотитовый плагногнейс; 4 — плагноклазовый пегматит орто-ктеритовой структуры; 5 — плагноклазовый пегматит неяснографической структуры; 6 — микроклиновый пегматит неяснографической структуры; 7 — микроклиновый пегматит графической структуры; 8 — плагноклазовый пегматит графической структуры; 9 — микроклиновый пегматит апографической структуры; 10 — плагноклазовый пегматит апографиче-

ской структуры; 11 — микроклиновый пегматит петельчатой структуры; 12 — плагноклазовый пегматит петельчатой структуры; 13 — микроклиновый пегматит пегматоидной структуры; 14 — плагноклазовый пегматит пегматоидной структуры; 15 — блоковый кварц; 16 — мелкокристаллический мусковит; 17 — таблитчатый биотит; 18 — листоватый и лейстовый биотит.



7) различная промышленная специализация жил каждой из фациальных групп: жилы первой группы — слюдоносные, жилы второй группы — слюдяно-керамические, жилы третьей группы — керамические.

Из сравнительного рассмотрения важнейших особенностей пегматитов, проведенного в двух направлениях: вертикальном (во времени) и горизонтальном (в пространстве), следует сделать заключение, что послеорогенные пегматиты региона могут рассматриваться как разновозрастные образования, производные единого эволюционного, одинаково направленного процесса, проявляющегося в разных фациальных условиях, различие между которыми определяется химико-минералогическими особенностями вмещающих пород. Поскольку, с одной стороны, в пределах каждой из фациальных групп развивается несколько типов жил и, с другой стороны, большинство выделенных типов проявляется во всех фациальных группах, то систематические единицы «тип» и «фациальная группа» не являются соподчиненными и отражают зависимость условий образования пегматитов от двух групп факторов.

Первая группа факторов, очевидно, связана с закономерностями развития глубинных процессов: возникновением, дифференциацией, миграцией и кристаллизацией материнской гранитной магмы, отделением из магмы послемагматических растворов, их дифференциацией, движением, взаимодействием между собой и продуктами магматической кристаллизации (Ферсман, 1931; Коржинский, 1937; Заварицкий, 1947; Никитин, 1950, 1952, 1955; Власов, 1946, 1952; Боровиков, 1961). Различия в действии этой группы факторов определяются, по мнению автора, главным образом тектоническими процессами и фиксируются в различиях между типами жил в пределах каждой из фациальных групп.

Вторая группа факторов является отражением процессов взаимодействия пегматитообразующих расплава и растворов с вмещающими породами различного состава как по пути следования вверх по разрезу, так и на месте образования пегматитовых жил (Коржинский, 1937; Бунтин, 1939; Никитин, 1950, 1952, 1955; Боровиков, 1961).

Применение в систематике слюдоносных и керамических пегматитов Северной Карелии признака пространственной ассоциации породообразующих минералов и учет фациальных различий пегматитовых жил, принадлежащих к типам-аналогам, открывает некоторые новые возможности при корреляции разнообразных петрографических, минералогических, геохимических и промышленных черт изучаемых объектов. Так, помимо широко применяемого подхода к изучению минералогеохимических особенностей пегматитов на основе сравнения минералов в различных структурно-минеральных комплексах одной отдельно взятой жилы или одного типа жил, важное значение могут иметь еще два направления. Первое из них заключается в сравнительном исследовании минералов из одноименных структурно-минеральных комплексов, развитых в жилах разных типов (для каждой фациальной группы отдельно). Целью такой корреляции является изучение характера влияния процессов поздних стадий на продукты ранних стадий. Второе направление связано с анализом фациальных особенностей пегматитов и предполагает в качестве основного условия соблюдение однородности систематических уровней, т. е. сравнение минералов из одноименных структурно-минеральных комплексов и типов-аналогов, развитых в пределах отдельных фациальных групп.

Использование классификации при минералогеохимических исследованиях позволит проследить эволюцию состава и свойств породообразующих минералов пегматитов во времени и в зависимости от условий вмещающей среды.

## ЛИТЕРАТУРА

- Андреев В. Н. 1961. Генетические типы слюдоносных пегматитов Чуйского мусковитового района. Тр. ИГЕМ, вып. 48.
- Антонок Е. С. 1962. Структурно-минеральные комплексы гранитных пегматитовых жил. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 3, изд. «Наука», М.—Л.
- Беус А. А. 1951. О зональности гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Беус А. А. 1954. К вопросу о происхождении зональности гранитных пегматитов. ДАН СССР, т. 87, № 1.
- Борисов П. А. 1937. Пегматиты Чупинского фиорда. XVIII Междунар. геол. конгресс, Сев. экспедиция, Кар. АССР.
- Боровиков П. П. 1961. Магматический и структурный контроль пегматитовых месторождений. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 57.
- Боровиков П. П., В. Д. Никитин. 1953. Слюдоносность КФССР и Кольского п-ва и ее перспективы. Тр. ГИПРОНИИ слюда, вып. 1.
- Бунтин Г. Н. 1937. К вопросу о классификации пегматитов Чупы. Уч. зап. ЛГУ, № 6.
- Бунтин Г. Н. 1939. О генезисе мусковитовых пегматитов Северной Карелии. Уч. зап. ЛГУ, № 49.
- Власов К. А. 1946. Тектурно-генетическая классификация гранитных пегматитов. ДАН СССР, т. 53, № 2.
- Власов К. А. 1952. Тектурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Власов К. А. 1961. Принципы классификации гранитных пегматитов и их тектурно-парагенетические типы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Гинзбург А. И. 1955. Минералого-геохимическая характеристика литиевых пегматитов. Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 7.
- Горлов Н. В., Г. Ф. Симонова. 1957. К вопросу о генезисе слюдоносных пегматитов Северо-Западного Беломорья. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 86, вып. 6.
- Григорьев П. К. 1937. Слюдяные пегматиты Северной Карелии. В сб.: Слюды СССР, ЦНИГРИ, М.
- Дворкин-Самарский В. А. 1961. Мамские пегматиты и их слюдоносность. Тр. Вост.-Сиб. филиала СО АН СССР, вып. 16.
- Дмитриев А. Н., Ю. И. Журавлев, Ф. Л. Кренделев. 1966. О математических принципах классификации предметов и явлений. В сб.: Дискретный анализ, Изд. Инст. математики СО АН СССР.
- Заварицкий А. Н. 1947. О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. Зап. Всесоюз. минер. общ., вып. 1.
- Ивенсен Ю. П. 1957. Материалы к познанию генезиса гранитных пегматитов. Изв. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, № 7.
- Ивенсен Ю. П. 1960. Особенности геологии и вещественного состава гранитных пегматитов. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия, Докл. сов. геологов.
- Камерон Е., Р. Джанс, А. Мак-Нейр, А. Пейдж. 1951. Внутреннее строение гранитных пегматитов. ИЛ, М.
- Коржинский Д. С. 1937. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Вост. Сибири. В сб.: Слюды СССР, ЦНИГРИ, М.
- Коржинский Д. С. 1953. Очерк метасоматических процессов. В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях, Госгеолтехиздат, М.
- Коржинский Д. С. 1957. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд. АН СССР, М.
- Лабунцов А. Н. 1939. Пегматиты Северной Карелии. В кн.: Пегматиты СССР, т. II, Изд. АН СССР, М.—Л.
- Мишарев Д. Т., А. С. Амеландов, А. И. Захарченко, В. С. Смирнова. 1960. Стратиграфия, тектоника и пегматитовосность Северо-Западного Беломорья. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 31.
- Никитин В. Д. 1950. К генезису мусковитовых пегматитов Северной Карелии. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 73, вып. 4.
- Никитин В. Д. 1952. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах. Зап. ЛГИ, т. 27, вып. 2.
- Никитин В. Д. 1955. К теории генезиса пегматитов. Зап. ЛГИ, т. 30, вып. 2.
- Родионов Г. Г. 1964. Классификация пегматитов и особенности процесса пегматитообразования. В сб.: Геология месторождений редких элементов, вып. 22, Госгеолтехиздат, М.
- Рыцк Ю. Е. 1962. Влияние дизъюнктивных нарушений на распределение пегматитов в Северо-Западном Беломорье. Тр. ВСЕГЕИ, т. 83.



Солодов Н. А. 1962. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. Изд. АН СССР, М.

Ферсман А. Е. 1931. Пегматиты. Т. I, Изд. АН СССР, М.

Шавло С. Г. 1958. Становление пегматитов Калбы и Нарыма. Тр. Алтайского горн.-металлург. инст., вып. 6.

Шмакин Б. М. 1963. Волна кислотности постмагматических растворов в слюдяных пегматитах. ДАН СССР, т. 152, № 4.

Шуркин К. А., Н. В. Горлов, В. А. Дук, М. Е. Салье, Ю. В. Никитин. 1962. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 14, М.—Л.

Якжин А. А. 1937. Обзор пегматитов Кондаковского месторождения Восточной Сибири. В сб.: Слюды СССР, ЦНИРГИ, М.

---

*Л. Л. Гродницкий, Н. М. Манаев*

### О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ БИОТИТОВ ИЗ ПЕГМАТИТОВ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

Данные по химическому составу биотитов из слюдяных и керамических пегматитов, связанных с древними метаморфическими комплексами на территории СССР, ограничены и опубликованы главным образом в последние годы (Лабунцов, 1939; Лебедев, 1959; Шуркин и др., 1962; Макагон, Шмакин, 1964). В названных работах главное внимание уделяется характеристике редких и рассеянных элементов в биотитах, а также проводится сравнение биотитов из разных зон жильных тел и из пегматитов разных месторождений по величинам железистости и глиноземистости. Г. П. Сафроновой (1968) установлено закономерное увеличение железистости биотитов от призальбандовых зон к центральному, где развиты кварцевые оси и блоки, отмечена относительно высокая глиноземистость биотитов из слюдяных пегматитов.

В данной статье продолжено изучение химизма биотитов. В качестве петрографической основы исследований, результаты которых излагаются ниже, используется структурно-минералогическая классификация пегматитов Северной Карелии, рассмотренная в статье Л. Л. Гродницкого (см. наст. сборник).

Распределение биотита в пегматитах. Биотит в разном количестве присутствует в пегматитах всех одиннадцати типов, выделенных в классификации Л. Л. Гродницкого. Помимо чешуйчатого биотита, наблюдаемого в зальбандах жил и близ ксенолитов вмещающих пород, выделяются две морфологические разновидности: таблитчатый и лейстовый (или листоватый) биотит (Лабунцов, 1939; Бунтин, 1955; Шуркин и др., 1962). На основании многочисленных наблюдений и детальной документации более чем 100 слюдяных, слюдяно-керамических и керамических пегматитовых жил устанавливается, что таблитчатый биотит в слюдяных и керамических пегматитах (первая и третья фациальные группы) характерен для среднезернистого плагиоклазового пегматита неяснографической структуры. В слюдяно-керамических пегматитах (вторая фациальная группа) таблитчатый биотит локализован в среднезернистом микроклино-плагиоклазовом пегматите неяснографической структуры. Лейстовый (или листоватый) биотит в слюдяных пегматитах практически отмечается только в жилах IV типа, в микроклиновом пегматите пегматоидной и блоково-грубографической структуры. В слюдяно-керамических пегматитах лейстовый биотит развит в микроклино-плагиоклазовом пегматите пегматоидной и блоково-грубографической структур в жилах II

и III типов. В керамических пегматитах лейстовый биотит приурочен к плагиоклазовому и микроклино-плагиоклазовому пегматиту пегматоидной и блоково-грубографической структур в жилах II, III и IV типов.

Наиболее общей и характерной закономерностью распределения биотита в пегматитах является его пространственная связь с участками развития плагиоклазового пегматита вне зависимости от типа жил и состава вмещающих пород (рис. 1; см. вкл. на стр. 8). Развиваясь в пределах участков жил, сложенных в целом микроклино-плагиоклазовым пегматитом, биотит, как правило, избирательно приурочен в этих участках к плагиоклазу. Обращает на себя внимание также наличие отчетливо выраженной тенденции укрупнения кристаллов биотита по мере приближения последних к микроклину (рис. 1).

Указанные закономерности распределения биотита в пегматитах, а также повсеместное развитие таблитчатого биотита в жилах, не содержащих микроклина (I тип пегматитов в первой и третьей фациальных группах), позволяют предполагать, что таблитчатый биотит по времени образования связан с кварцем и плагиоклазом пегматита неяснографической структуры и образуется до начала развития основной массы микроклина.

Лейстовый биотит, появляясь в пегматитах в определенной зависимости от содержания в них микроклина, в слюдяных и слюдяно-керамических пегматитах отвечает, по-видимому, во времени стадии наиболее интенсивного образования микроклина. Об этом свидетельствует наличие лейстового и листоватого биотитов только в пегматитах IV типа первой фациальной группы и пегматитах II, особенно III типов второй фациальной группы. В керамических пегматитах (третья фациальная группа) листоватый биотит образовался по крайней мере несколько раньше главной стадии кристаллизации микроклина, на что указывает присутствие лейстового биотита в пегматитах II типа, не содержащих микроклин. Это, по-видимому, объясняется тем, что вмещающими породами для керамических пегматитов являются наиболее богатые магнием и железом амфиболиты и амфиболовые гнейсы.

Особенности распределения биотита в изученных авторами пегматитах позволяют также сделать вывод о том, что листоватый и лейстовый биотит могли формироваться путем дорастания таблитчатого биотита в результате действия растворов, приведших к образованию микроклина и характеризовавшихся относительно высоким значением потенциала калия.

Если можно говорить об образовании листоватого и лейстового биотита в существенно щелочную стадию развития пегматитов, то изменение его происходило в условиях снижения активности щелочей. Ассоциация микроклин—биотит замещается при этом ассоциацией кварц—мусковит. Факты более позднего образования кварцево-мусковитового комплекса по отношению к биотиту описаны рядом авторов (Никаноров, 1959; Шуркин и др. 1962; Шмакин, 1963; Шмакин, Куфтырева, 1964). Наши наблюдения не противоречат этим данным.

Особенности химического состава биотитов из пегматитов различных типов и фациальных групп. На основе 55 новых и 14 заимствованных из литературы химических анализов проведена сравнительная характеристика состава биотитов двух типоморфных структурно-минеральных комплексов из пегматитов одиннадцати типов, развитых в трех фациальных группах. Корреляция проведена в трех основных направлениях.

1. Биотиты разных ассоциаций (разновидностей) в одной жиле или в серии однотипных жил. Такое сравнение в исследовании различных свойств породообразующих минералов пегматитов проводилось и ранее (Макагон, Шмакин, 1964; Сафронова, 1968).

Средние значения показателей химического состава двух разновидностей биотитов из пегматитов различных типов и фациальных групп

Фациальная группа	Тип жил	Таблитчатый биотит из плагиоклазового пегматита неяснографической структуры									Ленстовый и листоватый биотит из участков и зон пегматоидной и блоковой структур								
		кол-во анализов	F	f	f <sub>0</sub>	Al <sup>VI</sup>	Al <sup>IV</sup>	Si/Al	$\frac{Mg+Fe}{Al}$	Ti/ΣY	кол-во анализов	F	f	f <sub>0</sub>	Al <sup>VI</sup>	Al <sup>IV</sup>	Si/Al	$\frac{Mg+Fe}{Al}$	Ti/ΣY
Первая (слюдяные пегматиты)	I	3	46.7	39.5	25.2	15.9	32.0	1.55	1.34	3.9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	II	5	53.2	49.4	14.2	18.9	31.3	1.51	1.22	3.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	III	5	55.1	50.8	15.0	17.1	32.2	1.50	1.31	3.9	2	55.5	51.2	15.8	18.8	30.6	1.53	1.31	3.6
	IV	1	59.5	53.6	21.3	16.4	31.5	1.54	1.35	3.7	7	55.7	51.5	16.5	18.3	31.4	1.52	1.29	3.2
Вторая (слюдяно-керамические пегматиты)	I	4	53.3	47.5	20.9	11.9	30.6	1.73	1.56	4.6	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	II	2	55.8	49.8	21.1	16.1	29.8	1.67	1.42	4.1	4	58.2	53.2	15.8	14.2	30.4	1.68	1.49	4.0
	III	7	55.2	48.5	23.5	11.7	33.3	1.59	1.49	4.1	5	60.8	55.3	20.7	13.2	33.2	1.56	1.41	3.3
Третья (керамические пегматиты)	I	2	50.0	43.8	22.0	10.8	31.3	1.74	1.60	4.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	II	3	53.8	45.4	28.3	12.5	31.4	1.70	1.52	4.5	6	53.8	48.4	18.9	11.6	30.1	1.80	1.63	4.5
	III	1	53.1	46.4	23.4	10.3	30.7	1.82	1.64	5.3	4	54.9	47.8	24.8	10.8	30.5	1.79	1.62	5.1
	IV	2	57.6	51.4	20.7	13.8	30.0	1.73	1.51	4.1	6	63.2	55.8	27.1	13.7	30.6	1.68	1.47	4.3

Примечание. Табличные данные получены на основе пересчета результатов химических анализов, выполненных в лаборатории НИИГ при Саратовском университете (аналитики С. И. Мишина, В. А. Жукова, А. М. Олейникова, З. П. Маркина, Н. П. Смирнова). Кроме того, использованы два анализа Е. П. Чуйкиной (1967 г.) и 12 анализов Г. П. Сафроновой (1968).



2. Биотиты одноименных ассоциаций в пегматитах разных типов (внутри одной фациальной группы). Эта корреляция для Северной Карелии проводится впервые.

3. Биотиты одноименных ассоциаций из одноименных типов в разных фациальных группах. Ранее материалы по сравнению биотитов некоторых месторождений, залегающих во вмещающих породах разного состава, были получены Г. П. Сафроновой (1968).

При обработке и интерпретации имеющихся аналитических данных в настоящей работе используются методы, широко применяемые в петрологии метаморфических и изверженных пород и позволяющие по составу

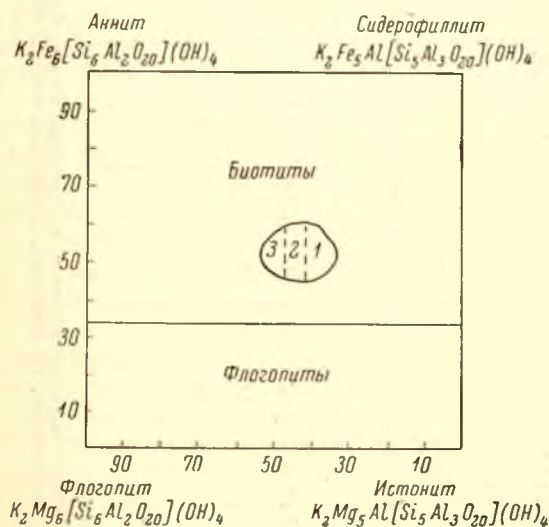


Рис. 2. Состав биотитов из пегматитов первой (1), второй (2) и третьей (3) фациальных групп.

и свойствам минералов судить об условиях их формирования: температуре, давлении, окислительно-восстановительном потенциале, кислотности—щелочности растворов, а также вскрыть связи между составом минерала и составом породы (Коржинский, 1945, 1953, 1957; Соболев, 1950; Великославинский, 1960, 1965; Маракушев, 1961, 1966; Маракушев, Тарарин, 1965; Никитина, Хильтова, 1964; Другова, Глебовицкий, 1965; Кориковский, 1967; Щербаков, 1965; Бойко, Щербаков, 1967; Кипул, 1966; Горошников, 1967; Закруткин, Григоренко, 1968).

Исследование особенностей химизма биотитов проведено путем сравнения сле-

дующих показателей: общей железистости  $F = \frac{Fe}{Fe + Mg} \cdot 100\%$ , коэф-

фициента железистости  $f = \frac{Fe^{+2}}{Fe^{+2} + Mg} \cdot 100\%$ , коэффициента окисле-

ния железа  $f_0 = \frac{Fe^{+3}}{Fe^{+3} + Fe^{+2}} \cdot 100\%$ , глиноземистости  $Al_{IV} = \frac{Al_{IV}}{Al_{IV} + Si} \times$

$\times 100\%$  и  $Al_{VI} = \frac{Al_{VI}}{Al_{VI} + Fe + Mg + Mn + Ti} \cdot 100\%$ . Рассмотрено также

содержание титана в весовых процентах. Результаты расчета средних значений вышеуказанных показателей для различных ассоциаций (разновидностей) биотита в разных типах и фациальных группах пегматитов даны в таблице.

Наиболее общие особенности биотитов из гранитных пегматитов района показаны на диаграмме состава: аннит—сидерофиллит—флогопит—истонит (рис. 2). Уже на этой диаграмме можно видеть, что внутри общего контура составов биотитов выделяются три поля, отвечающие составам биотитов из пегматитовых жил различных фациальных групп. Различие в положении полей на диаграмме определяется главным образом разной степенью замещения железа и магния алюминием в октаэдрической позиции.

На тройной диаграмме  $(Al_{VI} + Fe^{+3}) - (Fe^{+2} + Mg + Mn) - Ti$  (Великославинский, 1965), построенной по данным изучения состава биотитов из метаморфических пород различных фаций регионального метамор-

физма, изученные нами биотиты образуют локальное поле, отвечающее составам биотитов ставролито-альмандиновой и дистено-альмандиновой субфаций амфиболитовой фации (рис. 3).

В жилах всех структурно-минералогических типов, содержащих обе названные выше разновидности биотита и охарактеризованных достаточным количеством фактических данных, фиксируются закономерные различия состава сравниваемых биотитов от зальбандов к внутренним зонам. Наиболее отчетливо эти различия фиксируются по величинам  $F$ ,  $f$  и в меньшей степени по величине  $Al_{VI}$ . Общая для всех изученных объектов (55 анализов из 20 жил разных месторождений) закономерность заключается в увеличении железистости ( $F$  и  $f$ ) от таблитчатых к листоватым биотитам, т. е. при переходе от боковых зон жил к внутренним (рис. 4). Изменение глиноземистости  $Al_{VI}$  в том же направлении носит более сложный характер и проявляется лишь как тенденция выраженная в большей или меньшей степени в жилах разных типов и фациальных групп.

На графиках видно, что контрастность состава биотитов боковых и внутренних зон неодинакова для пегматитов разных фациальных групп: для слюдяно-керамических и керамических жил она выше по отношению

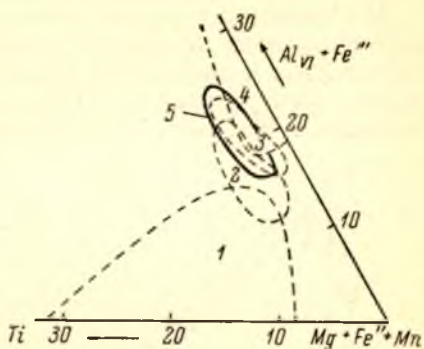


Рис. 3. Состав биотитов из пегматитов Северной Карелии (5) на диаграмме Великославинского (1965).

1 — гранулитовой фации; 2 — силлиманито-альмандиновой субфации; 3 — ставролито-альмандиновой и дистено-альмандиновой субфации; 4 — зеленосланцевой и эпидото-амфиболовой фации.

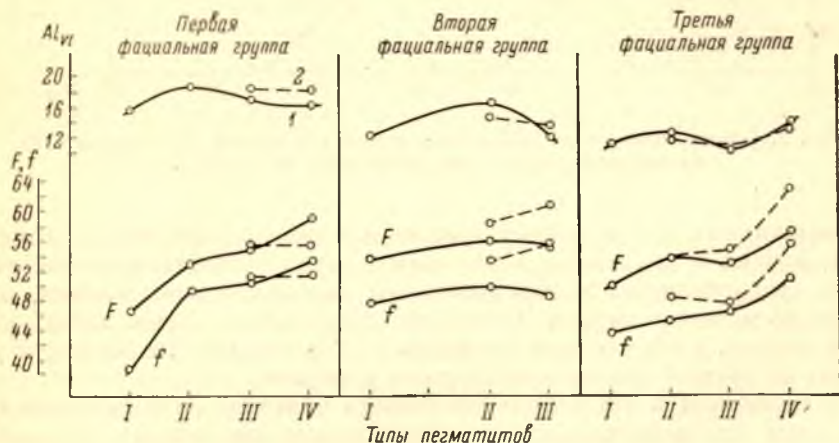


Рис. 4. Характер изменения глиноземистости ( $Al_{VI}$ ), общей железистости  $F$  и коэффициента железистости  $f$  биотитов из пегматитов различных типов и фациальных групп.

1 — таблитчатый биотит; 2 — листоватый и лейстовидный биотит.

к слюдяным жилам. Для последних даже как будто бы имеет место обратное явление, т. е. таблитчатый биотит более железист, чем листоватый в жилах IV типа. Однако это единственное исключение из наблюдаемой закономерности скорее всего является кажущимся и объясняется недостатком фактического материала: имеется лишь один анализ таблитчатого биотита из слюдяных жил IV типа, тогда как все остальные точки гра-



фиков нанесены по данным 2—8 анализов. Наряду с различием в контрастности значений таблитчатых и листоватых биотитов из пегматитов разных фациальных групп намечается также тенденция к возрастанию абсолютных значений  $f$  и  $F$  в биотитах одних и тех же ассоциаций (разновидностей) от пегматитов первой и второй фациальных групп к жилам третьей группы.

На имеющемся фактическом материале (69 анализов из 26 жил разных месторождений) отчетливо устанавливается возрастание железистости таблитчатых и листоватых биотитов от более простых жил к жилам более сложно минерализованным и обладающим более сложным внутренним строением. На рис. 4 эта закономерность фиксируется для пегматитов

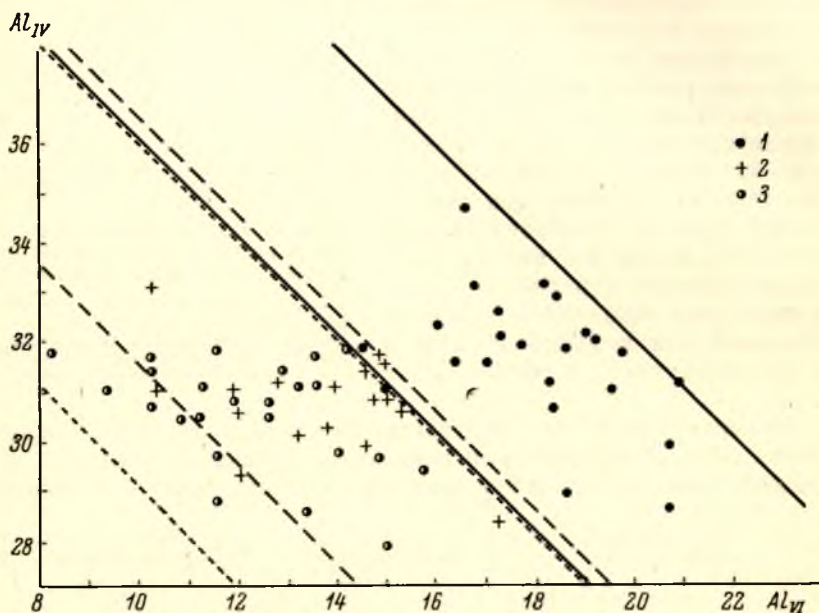


Рис. 5. Состав биотитов из пегматитов первой (1), второй (2) и третьей (3) фациальных групп на диаграмме  $Al_{IV}-Al_{VI}$ .

всех фациальных групп односторонним наклоном графиков  $F$  и  $f$  справа налево, однако в каждой из фациальных групп устанавливаемая зависимость характеризуется определенными особенностями: кривые, отвечающие пегматитам первой и третьей фациальных групп имеют более крутой наклон, а абсолютные значения  $Al_{VI}$  проявляют тенденцию к увеличению от третьей фациальной группы к первой.

Для сравнения и интерпретации состава биотитов из пегматитов трех фациальных групп применяются прямоугольные диаграммы:  $Al_{IV}-Al_{VI}$ ,  $\frac{Si}{Al}-\frac{Mg+Fe^{+2}}{Al}$ ,  $\frac{Al}{Mg}-\frac{Fe}{Mg}$  (Маракушев, Тарарин, 1965; Маракушев, 1966), связывающие состав минерала с условиями кислотности—щелочности и  $pT$ -условиями формирования пород. На всех трех диаграммах (рис. 5—7) биотиты из жил разных фациальных групп образуют различные поля составов, причем во всех случаях поле биотитов из слюдоносных пегматитов обособляется резче, чем два других поля, характеризующихся частичным перекрытием.

Диаграммы на рис. 5—7 показывают, что оба вида изоморфизма в биотитах с участием  $Al_{IV}$  в алюмокремнекислородных тетраэдрах и  $Al_{VI}$  в октаэдрической позиции различны по интенсивности в сравниваемых совокупностях биотитов. Степень замещения  $Si$  алюминием поступательно

возрастает от биотитов из жил третьей фациальной группы к биотитам из пегматитов второй, а затем первой фациальной групп. Возрастание  $Al_{VI}$  при этом в указанном направлении идет быстрее, чем  $Al_{IV}$ .

Использование данных А. А. Маракушева и И. А. Тарарина (1965) по составу биотитов из гранитоидов различных фаций щелочности позволяет предположить, что устанавливаемая закономерность может быть интерпретирована как следствие различий кислотно-щелочных свойств пегматитообразующих растворов в трех выделяемых фациальных группах. В свою очередь эти различия следует связывать с разным химическим

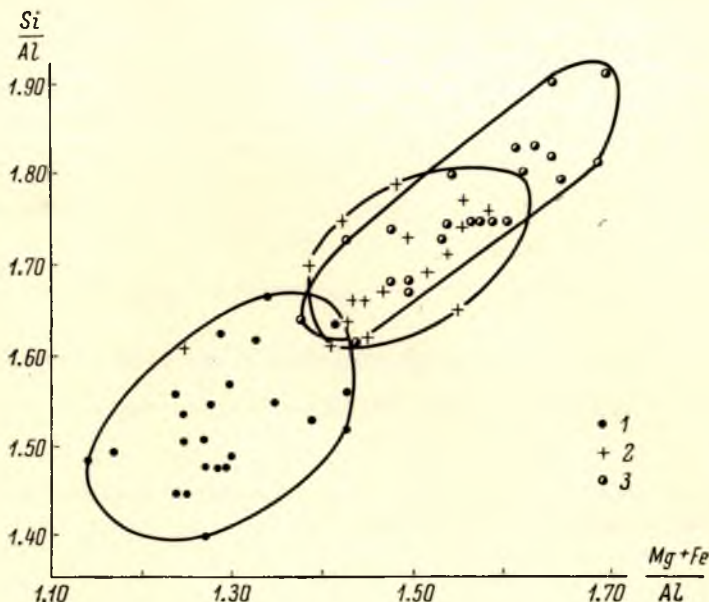


Рис. 6. Состав биотитов из пегматитов первой (1), второй (2) и третьей (3) фациальных групп на диаграмме  $\frac{Si}{Al} - \frac{Fe + Mg}{Al}$ .

составом пород, вмещающих пегматиты трех фациальных групп: глиноземистых плагиогнейсов, микроклино-плагиоклазовых биотитовых гнейсов и плагиоклазовых амфиболитов. Этот вывод вытекает из устанавливаемой корреляции глиноземистости биотитов пегматитов и вмещающих пород (рис. 8). Те же факторы, по-видимому, определяют разницу биотитов из слюдяных, слюдяно-керамических и керамических пегматитов по титанности и степени окисления железа: обе величины в биотитах возрастают от первых к последним (см. таблицу). Представляется, что зависимость состава биотитов пегматитов от состава вмещающих пород является также причиной обособления полей разных биотитов на диаграмме  $\frac{Al}{Mg} - \frac{Fe}{Mg}$  (Маракушев, 1966). Различия состава биотитов из жил трех фациальных групп (рис. 7) не могут, по-видимому, определяться разницей  $PT$ -условий формирования соответствующих пегматитов, поскольку последние по целому ряду признаков являются разновозрастными образованиями и залегают в непосредственной пространственной близости друг к другу.

На основе изложенного фактического материала и принимая во внимание соотношения пегматитов различных типов и фациальных групп, вытекающие из структурно-минералогической классификации пегматитов района, представляется возможным сделать следующие общие выводы:





1. Биотиты гранитных пегматитов Северной Карелии принадлежат ряду истонит—сидерофиллит и отвечают по составу биотитам из ме-

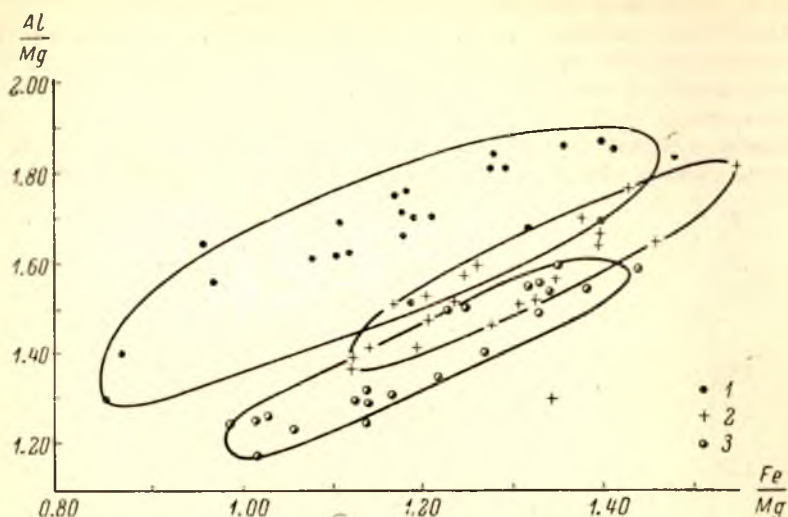


Рис. 7. Состав биотитов из пегматитов первой (1), второй (2) и третьей (3) фацальных групп на диаграмме  $\frac{Al}{Mg} - \frac{Fe}{Mg}$ .

таморфических пород ставролито-альмандиновой и дистено-альмандиновой субфаций амфиболитовой фации.

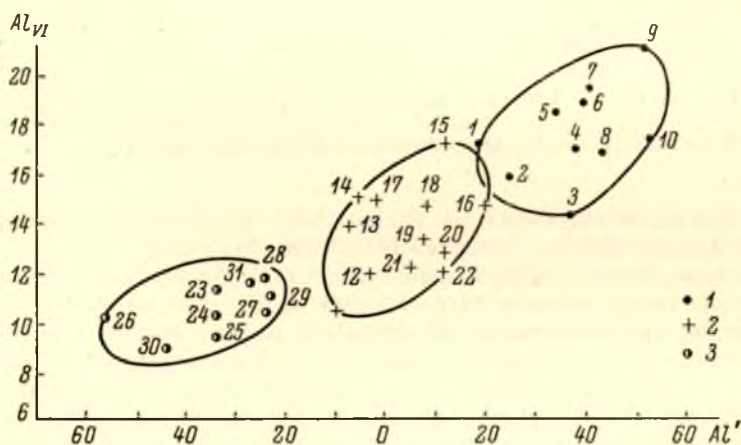


Рис. 8. Связь глиноземистости ( $Al_{VI}$ ) биотитов из пегматитов первой (1), второй (2) и третьей (3) фацальных групп с глиноземистостью ( $Al'$ ) вмещающих пород

$$\left( Al' = \frac{Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + 2CaO)}{Al_2O_3} 100, \text{ атомн. \%} \right).$$

2. Биотиты из различных структурно-минеральных комплексов, типов и фацальных групп пегматитов отличаются по химическому составу, в чем, по мнению авторов, проявляется влияние двух факторов: эволюции состава пегматитообразующих растворов во времени под влиянием снижения температуры или действия фильтрационного эффекта (Коржин-

ский, 1953, 1957; Жариков, 1965, 1968) и, с другой стороны, — состава вмещающих пегматиты пород.

3. Эволюция состава растворов вызывает возрастание железистости биотитов в двух направлениях: от боковых зон жил к внутренним (от таблитчатых биотитов к листоватым и лейстовым) и, что проявляется особенно резко и отчетливо, от «низших» типов жил к «высшим». Эти два вида изменений являются разными проявлениями процесса эволюции состава биотитов во времени, происходящего вследствие охлаждения растворов и возрастания их кислотности.

4. Состав вмещающих пород, обуславливающий химическое разнообразие изученных биотитов, определяет существенные особенности в развитии единого процесса эволюции состава биотитов в жилах разных фациальных групп. Эти особенности заключаются не только в том, что возрастание железистости биотитов (в обоих указанных направлениях) происходит с разной контрастностью и в разных интервалах абсолютных значений, но и в том, что в биотитах из пегматитов разных фациальных групп фиксируются различия в глиноземистости, не устанавливаемые при сравнении типов и ассоциаций внутри каждой фациальной группы пегматитов отдельно.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бойко В. Л., Н. Б. Щербakov. 1967. О биотитах метаморфических пород юга Базавлукской структуры. Минер. сб. Львовск. ун-в., № 24, вып. 2.
- Бунтин Г. Н. 1955. Материалы к изучению строения и состава одной из пегматитовых жил Северной Карелии. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол., т. 188, вып. 5.
- Великославинский Д. А. 1960. Изменение состава биотитов и гранатов из разных метаморфических зон мамско-бодайбинской толщи. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 11.
- Великославинский Д. А. 1965. Изменение соотношений в группе катионов шестерной координации в биотитах при региональном метаморфизме. В сб.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР, изд. «Наука», М.—Л.
- Горошников Б. И. 1967. Биотиты высокоглиноземистых пород докембрия Украины. Минер. сб. Львовск. ун-в., № 21, вып. 2.
- Другова Г. М., В. А. Глебовицкий. 1965. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме. В сб.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР, изд. «Наука», М.—Л.
- Жариков В. А. 1965. О возможной геохимической роли электрокинетических явлений. В сб.: Проблемы геохимии, изд. «Наука», М.
- Жариков В. А. 1968. Экспериментальное и теоретическое исследование фильтрационного эффекта. В сб.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии, изд. «Наука», М.
- Закруткин В. В., М. В. Григоренко. 1968. Титан и щелочи в биотитах при метаморфизме. ДАН СССР, т. 178, № 3.
- Кицул В. И. 1966. Химические анализы биотитов из метаморфических пород иенгрской серии и унгинского комплекса Алданского щита. Геология и петрология докембрия Алданского щита, изд. «Наука», М.
- Коржинский Д. С. 1945. Закономерности ассоциаций минералов в породах архея Вост. Сибири. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 61, № 21.
- Коржинский Д. С. 1953. Теория инфильтрационного метасоматоза с образованием реакционных минералов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Коржинский Д. С. 1957. Физико-химические основы анализа минералов. Изд. АН СССР, М.
- Кориковский С. П. 1967. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. Изд. «Наука», М.
- Лабунцов А. Н. 1939. Пегматиты Северной Карелии и их минералы. В кн.: Пегматиты СССР, т. II, Изд. АН СССР, М.
- Лебедев В. И. 1959. Минералогическое описание пегматитовой жилы «Кривое озеро». В сб.: К минералогии постмагматических процессов, Изд. ЛГУ.
- Макагон В. М., В. М. Шмакин. 1964. Распределение щелочей в биотитах Мамских слюдоносных пегматитов. Геохимия, № 4.
- Маракушев А. А. 1961. Факторы минеральных равновесий при метаморфизме. Геология и геофизика, № 4.
- Маракушев А. А. 1966. Влияние температуры на состав биотитов в метаморфических породах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7.



М а р а к у ш е в А. А., И. А. Т а р а р и н. 1965. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.

Н и к а н о р о в А. С. 1959. К вопросу о взаимоотношениях биотита и мусковита в слюдоносных пегматитах. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 9.

Н и к и т и н а Л. П., В. Я. Х и л ь т о в а. 1964. Особенности роговых обманок метаморфических пород. В сб.: Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита, изд. «Наука», М.—Л.

С а ф р о н о в а Г. П. 1968. Химические особенности биотитов из пегматитов Северной Карелии. Тр. Инст. геологии КФАН СССР, вып. 4.

С о б о л е в В. С. 1950. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Минер. сб. Львовск. геол. общ., № 4.

Ш м а к и н Б. М. 1963. Волна кислотности постмагматических растворов в слюдяных пегматитах. ДАН СССР, т. 152, № 4.

Ш м а к и н Б. М., В. А. К у ф т ы р е в а. 1964. Стадийность метасоматических процессов в слюдоносных пегматитах и вмещающих породах и критерии определения кислотности постмагматических растворов. В сб.: Физико-химические условия магматизма и метасоматизма, изд. «Наука», М.

Ш у р к и н К. А., Н. В. Г о р л о в, М. Е. С а л ь е, В. Л. Д у к, Ю. В. Н и к и т и н. 1962. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 14, М.—Л.

Щ е р б а к о в Н. Б. 1965. О глиноземистости биотитов из метаморфических пород. Геологический журнал, т. 25, вып. 1.

---

*Г. М. Арутюнов, А. Б. Наливкин, Н. И. Холодок*

#### **БАРИЙ В МИКРОКЛИНЕ ПЕГМАТИТОВ КАК ВОЗМОЖНЫЙ ИНДИКАТОР ПЕГМАТИТОВ РАЗЛИЧНЫХ СВИТ И РАЗНОЙ СЛЮДОНАСЫЩЕННОСТИ**

Пегматиты Северной Карелии давно эксплуатируются с целью добычи мусковита и керамического сырья.

Поисковые работы на месторождениях района ведутся преимущественно колонковым бурением до глубин 600 м. Предварительная оценка перспектив мусковитоносности производится, учитывая прежде всего наличие мусковита в пегматитах, а также такие факторы, как дифференцированное строение пегматитов с крупнокристаллическими образованиями полевого шпата и кварца, пространственную ориентировку жильного тела, наличие ранее установленной промышленной зоны и другие. Указанные критерии для промышленной оценки пегматитовых жил не всегда дают положительные результаты в силу неизбежного субъективного подхода к отдельным вопросам из-за недостаточно разработанной единой теории влияния процесса образования мусковита на петрографо-минералогическо-геохимические особенности пегматитов и вмещающих их пород.

В качестве одного из возможных объективных критериев слюдоносности пегматитов можно рекомендовать определение содержания бария в блоковом микроклине из различных типов пегматитовых жил ряда месторождений Северной Карелии.

В рассматриваемом нами районе развиты породы беломорского комплекса верхнего архея—протерозоя, представленные гнейсами, мигматитами, а также ультраосновными, основными и кислыми изверженными породами.

Гнейсы беломорской серии подразделяются (по Е. П. Чуйкиной) на пять свит, моноκлинално погружающихся на восток (снизу вверх: западную, котозерскую, чупинскую, хетолабинскую и керетскую).<sup>1</sup>

<sup>1</sup> По мнению многих геологов, в частности А. Б. Наливкина, западная свита аналогична керетской, а котозерская — хетолабинской.

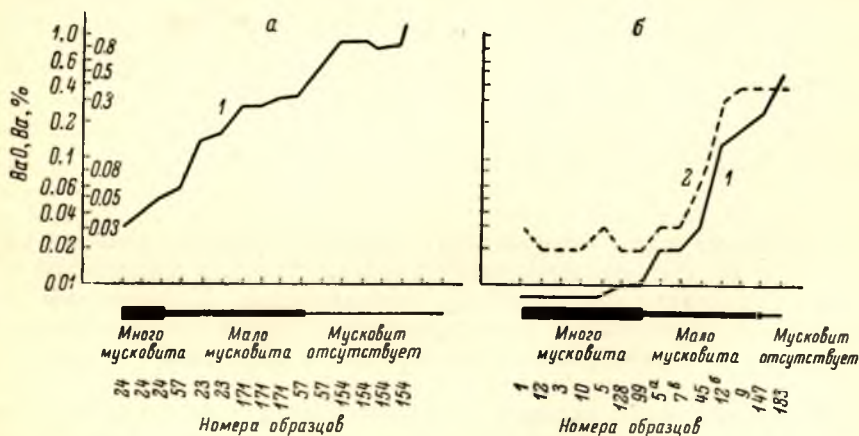
Т а б л и ц а 1

## Содержание бария в микроклинах различных пегматитов

Свиты (методы анализа)	Номера образцов	ВаО и Ва, вес%	Промышленная оценка пегматитов
Хетолаббинская свита (количественный химический анализ)	1	Следы	Промышленные комплексные (сланцево-керамические) жилы
	12	»	
	3	»	
	10	»	
	5	»	
	128	0.01	
	99	0.01	Керамические жилы с непромышленным ослюдением
	5а	0.02	
	7в	0.02	
	45	0.03	
	126	0.15	
Чупинская свита (полуколичественный спектральный анализ)	9	0.18	Керамические жилы без мусковита
	147	0.23	
	183	0.50	Промышленная мусковитоносная жила
	4	0.03	
	11	0.03	Жила с непромышленным ослюдением
	36	0.3	
	41	0.3	Керамическая жила без мусковита
	39а	1.0	

П р и м е ч а н и е. Точность химического определения ВаО — 0.01%. Чувствительность определения Ва спектральным методом — 0.01%. Анализы выполнены в центральной химической лаборатории СЗГУ.

Петрографически указанные свиты представлены гранитизированными лейкократовыми эпидото-биотитовыми (западная и керетская свиты),



Зависимость содержания Ва и ВаО (в вес.%) в микроклинах от количества мусковита в пегматитах чупинской (а) и хетолаббинской (б) свит.

1 — содержание ВаО по данным химических анализов; 2 — содержание Ва по данным полуколичественного спектрального анализа.

амфиболовыми (котозерская и хетолаббинская свиты) и высокоглиноземистыми дистено-гранато-биотитовыми, гранато-биотитовыми и биотитовыми (чупинская свита) гнейсами.



Таблица 2

**Содержание бария в микроклинах различных пегматитов по данным  
полуколичественного спектрального анализа**

Лоухский район (Северная Карелия)									
чупинская свита						хетоламбинская свита			
богатая слюдоносная жила		средне слюдоносная жила		практически бесслюдная жила		промышленная комплексная жила		(керамическая) жила	
номера образцов	Ва, вес. %	номера образцов	Ва, вес. %	номера образцов	Ва, вес. %	номера образцов	Ва, вес. %	номера образцов	Ва, вес. %
531	0.03—0.1	1767	0.3	1651	0.3	2060	Нет	2080	0.01
530	0.03	1763	0.1—0.3	1912	0.3	2061	»	2076	Нет
526	0.01—0.03	1759	0.1			2056	»	2073	0.01—0.03
525	0.1	1747	0.1—0.3					2071	0.03
524	0.03—0.1	1739	0.1						
518	0.01—0.03	1733	0.1—0.3						
511	0.03—0.1								
Среднее	0.05		0.2		0.3				0.02

Продолжение

Мамский район (Восточная Сибирь), мамское пегматитовое поле							
Беломорский район (Центральная Карелия), енская свита, слюдоносные жилы		богатая слюдоносная жила		практически бесслюдная жила		бесслюдная часть промышленно-слюдоносной жилы	
номера образцов	Ва, вес. %	номера образцов	Ва, вес. %	номера образцов	Ва, вес. %	номера образцов	Ва, вес. %
2149	Нет	2230	Нет	2247	0.03	2277	0.3—1
2154	0.01—0.03	2225	»	2243	0.03—0.1	2276	0.1—0.3
2152	0.01—0.03	2216	»			2271	0.3
2153	0.01—0.03	2212	»			2270	0.3
		2211	»			2269	0.1
		2210	»				
		2209	0.01—0.03				
Среднее	0.02		0.002		0.05		0.3

Пегматитовые жилы описываемого района по промышленному значению делятся на три основных типа (Борисов, 1954): мусковитовые, комплексные (мусковито-керамические), керамические. К чупинской свите приурочены промышленные мусковитовосные жилы, хетоламбинской — комплексные и керамические, котозерской и керетской — керамические жилы.

Пегматитовые жилы каждого типа обладают рядом общих черт внутреннего строения и минерального состава, описанных достаточно подробно в литературе (Борисов, 1954; Боровиков, 1965; Бунтин, 1937; Лабунцов, 1939; Никитин, 1957; Скропышев, 1958; Шуркин, 1962; Гродницкий, 1969, и др.). Основное различие указанных типов пегматитов заключается в разной степени проявленности процесса образования мусковита.

В табл. 1 показаны содержания бария в микроклинах различных типов пегматита чупинской и хетоламбинской свит. Сравнение содержаний бария по имеющимся пока еще ограниченными материалам показывает

резкое их возрастание в микроклинах из пегматитов чупинской свиты по сравнению с хетоламбинской свитой.

В табл. 1 и на рисунке показаны закономерные изменения содержания бария в микроклинах из разных месторождений от максимального в бесплодных участках жил или пегматитах до минимального в промышленно-мусковитоносных пегматитах.

Данные, приведенные в табл. 2, подтверждают выведенную закономерность. Так, например, в пределах одного из месторождений Северной Карелии в чупинской свите содержание бария в микроклине, по-видимому, закономерно увеличивается по мере перехода от богатых слюдоносных жил к практически бесплодным жилам. Указанная закономерность отмечается и в месторождениях хетоламбинской свиты Северной Карелии, а также Мамского слюдоносного района Восточной Сибири (табл. 2.) Последнее обстоятельство представляет особый интерес, так как уменьшение содержания бария в микроклине может являться общим критерием слюдоносности пегматитов, характерным для различных геологических регионов.

Приведенные результаты показывают, что, исходя из данных химических анализов или полуколичественных спектральных анализов блокового микроклина, по содержанию бария можно судить о промышленной ценности как мусковитоносных, так и керамических жил.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Борисов П. А. 1954. Керамические пегматиты СССР и их заменители. Изд. АН СССР, М.
- Боровиков П. П. 1965. Типы слюдоносных зон и основные факторы, контролирующие их размещение в земной коре. Автореф. дисс., ВСЕГЕИ.
- Бунтин Г. Н. 1937. К вопросу о классификации пегматитов Чуны. Учен. зап. ЛГУ, сер. геол.-почв.-географ., № 2.
- Григорьев П. К. 1935. Материалы по пегматитам Северной Карелии. Тр. ЦНИГРИ, вып. 37.
- Гродницкий Л. Л. 1969. Текстурно-минералогическая классификация слюдоносных пегматитов Северной Карелии. В кн.: Геология слюдяных месторождений Карелии, Кольского полуострова, методика их разведки и промышленное использование слюды. Тр. Инст. геологии Карельск. фил. АН СССР, вып. 4.
- Лабунцов А. Н. 1939. Пегматиты Северной Карелии и их минералы. В кн.: Пегматиты СССР, т. II, Изд. АН СССР, М.—Л.
- Никитин В. Д. 1957. Процессы и условия формирования месторождений керамических, слюдоносных и редкометалльных пегматитов и их поисковые признаки. Автореф. дисс., ЛГИ.
- Скропышев А. В. 1953. О генетической классификации пегматитов Северной Карелии и направлении поисково-разведочных работ на слюду. Материалы по геологии слюды, вып. 2, Госгеолиздат, М.
- Шуркин К. А., Н. В. Горлов, М. Е. Салье, В. Л. Дук, Ю. В. Никитин. 1962. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 14, Изд. АН СССР, М.—Л.



**МАТЕРИАЛЫ К ИЗУЧЕНИЮ  
УДЕЛЬНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ  
И ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД  
И МИНЕРАЛОВ СЛЮДЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАРЕЛИИ**

Удельное электрическое сопротивление горных пород. Большой вклад в изучение удельного электрического сопротивления изверженных и метаморфических горных пород, в методику и технику его измерения внесли А. С. Семенов (Семенов, 1948а; 1948б; 1953; 1964; 1965), Л. Я. Нестеров (Нестеров и др., 1938; Нестерова, Нестеров, 1940), Н. Б. Дортман и др., (1964), Э. И. Пархоменко (Пархоменко, 1965) и многие другие исследователи. Изучение удельного сопротивления ими проводилось как в лабораторных, так и полевых условиях. Значительный материал, касающийся удельного электрического сопротивления горных пород и минералов, накоплен производственными учреждениями.

Измерение удельного электрического сопротивления  $\rho$  горных пород слюдяных месторождений Карелии проводилось нами на обнажениях коренных пород и по параметрическим вертикальным электрическим зондированиям (ВЭЗ), так как в лабораторных условиях из-за высыхания образцов вносятся большие искажения в величину  $\rho$ . Для наблюдений использовалась четырехэлектродная установка с расстоянием между питающими электродами 1 м и приемными 0.1 м. С помощью такой установки сделано около 1500 параметрических измерений на двух месторождениях слюды. Погрешность измерений равна примерно 10% и определялась в основном точностью соблюдения параметров установки и степенью единообразия контакта электродов с изучаемыми породами. Для уменьшения переходного сопротивления заземлений выбирались обнажения коренных пород с моховым покровом в несколько миллиметров.

Т а б л и ц а 1

Удельное электрическое сопротивление ( $\rho$ ) горных пород, ом

Порода	Количество измерений	Пределы колебаний	Наиболее часто встречающиеся
Пегматит . . . .	177	$5 \times 10^3 - 5 \times 10^4$	$1.6 \times 10^4$ ; $2.4 \times 10^4$
«Гранит» шатковоборский . . . .	196	$5 \times 10^3 - 3.5 \times 10^4$	$2 \times 10^4$
Гранато-биотитовый гнейс . . .	143	$4 \times 10^3 - 3.2 \times 10^4$	$1.3 \times 10^4$
Дистено-гранатобiotитовый гнейс . . . . .	527	$1 \times 10^3 - 2.6 \times 10^4$	$1.2 \times 10^4$
Амфиболо-биотитовый гнейс . . .	221	$2 \times 10^3 - 2.9 \times 10^4$	$1 \times 10^4$
Габбро-норит . .	131	$2 \times 10^3 - 2.2 \times 10^4$	$1 \times 10^4$

По данным, полученным в результате этих измерений, составлена табл. 1 и вариационные кривые удельного электрического сопротивления коренных пород (рис. 1).

По параметрическим ВЭЗ составлена табл. 2, в которой приводятся сведения об удельном электрическом сопротивлении различных типов чет-

Таблица 2

Удельное электрическое сопротивление ( $\rho$ ) четвертичных отложений, омм

Порода	Количество ВЭЗ	Пределы колебаний	Среднее
Торф . . . . .	32	$1.5 \times 10^2 - 1 \times 10^3$	$3 \times 10^2$
Глинистый песок . .	13	$1.1 \times 10^3 - 5 \times 10^3$	$2.8 \times 10^3$
Песок с валунами и галькой . . . . .	9	$1 \times 10 - 2.1 \times 10^4$	$1 \times 10^4$

вертикальных отложений, характерных для слюдяных месторождений Карелии.

Материалы, приведенные в табл. 1, 2 и на рис. 1, подтверждают общеизвестные положения о зависимости  $\rho$  от петрографического состава пород.

В то же время вариационные кривые  $\rho$  различных пород почти полностью перекрывают друг друга, что указывает на невозможность до-

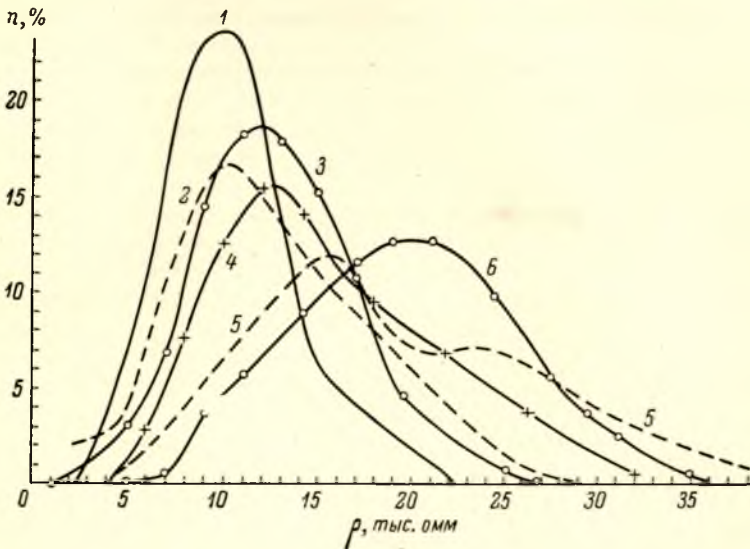


Рис. 1. Вариационные кривые удельного электрического сопротивления пород.

1 — габбро-норит; 2 — амфиболо-биотитовый гнейс; 3 — дистено-гранато-биотитовый гнейс; 4 — гранато-биотитовый гнейс; 5 — пегматит; 6 — шатковоборский «гранит».

статочно уверенного расчленения петрографических разностей пород по этому параметру (рис. 1).

Удельное электрическое сопротивление минералов. Измерение сопротивления минералов проводилось на двухэлектродной установке, смонтированной в Институте геологии Карельского филиала АН СССР А. А. Родионовым и несколько реконструированной А. П. Пунка. Значения сопротивления определялись при помощи тераомметра Ф-507. Для измерения сопротивления микроклина и плагиоклаза брались зерна этих минералов фракции 0.5—1 мм.

Сопротивление мусковита измерялось в пластинках разного объема толщиной 0.01—0.03 мм. Перевод измеренных сопротивлений в удельное



сопротивление производился по формуле  $\rho = \frac{RS'}{d}$ . В связи с тем, что

площадь поперечного сечения электродов  $S^1$ , между которыми зажимались зерна исследовавшихся минералов, была постоянной и равной  $1 \text{ мм}^2$ , а площадь измеряемых зерен близка или равна  $1 \text{ мм}^2$ , измерения практически сводились к определению  $R$  на тераомметре и толщины зерна  $d$  микрометром. Учитывая наличие влажности минералов, замеры сопротивлений производились при постоянном отсчете по шкале тераомметра. Для установления неизбежной погрешности измерений сопротивления из-за неровной поверхности зерен, а также для учета анизотропии сопротивления проводилось, как правило, не менее 5—10 измерений для одного и того же зерна и затем вычислялось среднее из близких замеров. Резко выделявшиеся единичные замеры не принимались во внимание. Результаты выполненных измерений приведены в табл. 3.

Т а б л и ц а 3

Удельное электрическое сопротивление минералов  
в пегматоидном пегматите

Номера образцов	Богатая слюдоносная жила	Бедная и практи- чески бесслюдная жила
Мусковит:		
T-1/186	$2 \cdot 10^{13}$	—
T-567/164	$1.5 \cdot 10^{13}$	—
M-6/154	$1.5 \cdot 10^{13}$	—
M-15/183	—	$8 \cdot 10^9$
Микроклин:		
1833/129	—	$1.4 \cdot 10^{13}$ — $6.1 \cdot 10^{12}$
X-40/99	—	$1.1 \cdot 10^{13}$ — $9 \cdot 10^{12}$
M-19/11	—	$1.7 \cdot 10^{13}$ — $1.5 \cdot 10^{13}$
39		
3-2152/5	—	$1 \cdot 10^{13}$ — $5 \cdot 10^{12}$
T-1904/175	—	$1.7 \cdot 10^{13}$ — $2 \cdot 10^{12}$
T-1854/171	$2 \cdot 10^{12}$ — $1.3 \cdot 10^{12}$	—
M-154/154	$2 \cdot 10^{12}$ — $1.4 \cdot 10^{11}$	—
M-17	$1.5 \cdot 10^{11}$	—
Плагиоклаз:		
1846/129	—	$1.9 \cdot 10^{13}$ — $1 \cdot 10^{13}$
T-1901/175	—	$1.8 \cdot 10^{13}$
T-1852/171	$1.4 \cdot 10^{13}$ — $7 \cdot 10^{11}$	—
K-1936/87	$1.5 \cdot 10^{13}$ — $4 \cdot 10^{10}$	—
K-1943/87	$1.2 \cdot 10^{13}$ — $1.3 \cdot 10^{10}$	—
K-1989/150	$1.4 \cdot 10^{13}$ — $6 \cdot 10^9$	—
K-1974/150	$7 \cdot 10^{12}$ — $1.6 \cdot 10^{11}$	—
K-1976/150	$8 \cdot 10^{12}$ — $2.6 \cdot 10^{10}$	—
T-1851/171	$1.1 \cdot 10^{13}$ — $1.2 \cdot 10^{10}$	—

П р и м е ч а н и е. Удельное электрическое сопротивление мусковита в энзоконтакте —  $1.3 \cdot 10^{11}$  (обр. T-507/164); удельное электрическое сопротивление плагиоклаза из порфиروبластового пегматита —  $1.6 \cdot 10^{13}$ — $1.4 \cdot 10^{13}$  (обр. K-1957/8a) и неяснографического пегматита —  $1.4 \cdot 10^{13}$ — $1.2 \cdot 10^{13}$  (обр. T-1855/171) и  $1 \cdot 10^{13}$  (обр. K-1937/187).

Анализируя эти результаты, можно отметить, что мусковит богатых слюдоносных жил характеризуется большим сопротивлением по сравнению с мусковитом бедных слюдоносных жил. Мелкозернистый мусковит энзоконтактовой зоны имеет меньшее сопротивление, чем крупнозернистый мусковит из пегматитовых жил.

В противоположность мусковиту  $\rho$  микроклина в богатых слюдоносных жилах меньше, чем  $\rho$  микроклина практически неслюдоносных и бедных слюдоносных жил. По-видимому, это объясняется тем, что микроклин в слюдоносных жилах больше подвергся воздействию мусковитообразующих растворов. Обращает на себя также внимание определенная связь между  $\rho$  и цветом микроклина. Наименьшее  $\rho$  имеет микроклин белого и серого цвета; наибольшее — у микроклина коричневого и красного цвета. Таким образом, подтверждается сделанный выше вывод о том, что микроклин слюдоносных жил характеризуется меньшим  $\rho$  по сравнению с микроклином неслюдоносных жил, так как красные тона микроклина характерны для бесслюдных пегматитов, а белые и серые для микроклинов богатых слюдоносных жил.

Интересные результаты были получены при изучении особенностей электросопротивления плагиоклазов. Измерениям подвергся плагиоклаз из различных типов пегматитовых жил, различных горных пород и участков пегматитовых жил, а также различных месторождений Северной Карелии. Прежде всего следует отметить заметное понижение  $\rho$  плагиоклазов, отмечавшихся среди кварцево-мусковитового комплекса. Не исключена при этом возможность, что плагиоклаз наиболее слюдоносных жил в зоне кварцево-мусковитового комплекса имеет наименьшее удельное сопротивление. Так, для плагиоклаза зоны кварцево-мусковитового комплекса богатой слюдоносной жилы отмечалось  $\rho = 3 \times 10^8$ , плагиоклаз из кварцево-мусковитового комплекса менее богатой жилы другого месторождения имел  $\rho = 1.1 \times 10^9$ , тогда как плагиоклаз кварцево-мусковитового комплекса непромышленной жилы имел  $\rho$  около  $2 \times 10^{10}$ . Другая отмечаемая закономерность заключается в том, что удельные сопротивления плагиоклаза наиболее ранних пегматитовых пород, например пегматитов порфировластовой структуры, характеризуются в целом повышенными значениями по сравнению с плагиоклазом пегматоидного пегматита. Плагиоклаз из зоны экзоконтакта в общем, по-видимому, характеризуется пониженным сопротивлением по сравнению с плагиоклазом неизмененных гидролизом эндоконтактных зон пегматита порфировластовой или апографической структуры. Очевидно, это связано с тем, что областью экзоконтакта является зона вторичных мусковитизированных гнейсов. Поэтому в них, как и в зоне кварцево-мусковитового комплекса, сопротивление плагиоклаза уменьшается. Сравнивая  $\rho$  плагиоклаза пегматоидного пегматита различных жил и месторождений, можно отметить, что в непромышленных жилах плагиоклаз, по-видимому, характеризуется большей стабильностью и большим  $\rho$ . Плагиоклаз пегматоидных зон богатых слюдоносных жил характеризуется в целом изменчивым и уменьшенным  $\rho$ . Возможно, что при большом количестве замеров сопротивления плагиоклазов можно будет выделять слюдоносные и практически бесслюдные пегматитовые жилы, пользуясь данными  $\rho$  плагиоклазов.

Диэлектрическая проницаемость горных пород и минералов. Приведем имеющиеся немногочисленные сведения о диэлектрической проницаемости  $\epsilon$  минералов слюдяных пегматитов и горных пород, слагающих слюдяные месторождения:

#### Горные породы:

плагиогнейс . . .	6.05—7.47 (Волярович, Бондаренко, 1966)
биотитовый гнейс	5.6—6.8 То же
гранатовый гнейс	8—9 (Пархоменко, 1965)
гнейс . . . . .	8—15 (Берч, 1949)

#### Минералы:

кварц . . . . .	4.2—5.0 (Тархов, 1948)
» . . . . .	4.3—5.0 (Берч, 1949)



плагноклаз . . . .	4.5—4.7 (Тархов, 1948)
микроклин . . . .	4.5—6.2 То же
» . . . .	5.6 (Рожкова, Проскуровский, 1957)
мусковит . . . .	6.2—8.0 (Тархов, 1948)
» . . . .	5.7—7.0 (Берч, 1949)
биотит . . . .	6.2—9.3 (Тархов, 1948)
» . . . .	10.3 (Рожкова, Проскуровский, 1957)
апатит . . . .	8.5 (Берч, 1949)

Впервые диэлектрическая проницаемость большого количества образцов горных пород и минералов карельских месторождений слюды определена в Институте геологии Карельского филиала АН СССР.

Измерение  $\epsilon$  горных пород и крупных кристаллов кварца и плагноклаза проведено с помощью универсального моста Е12-2, пределы измерения емкости которого 10 пф—100 мкф, рабочая частота 1000 гц. Измерительный конденсатор изготовлен из круглых латунных пластинок диаметром 95 мм и толщиной 1 мм. Воздушно-сухие пиленые образцы, имеющие форму куба с ребром 20—50 мм, закреплялись в измерительном конденсаторе специальным зажимным устройством. Диэлектрическая проницаемость определялась как отношение емкости конденсатора с образцом к его емкости без образца. В связи с тем, что толщина образца соизмерима с диаметром пластин конденсатора, вводилась поправка за краевой эффект, которая вычислялась по формуле

$$C = \frac{R^2}{4h} + \frac{R}{4\pi} \left( \ln \frac{16\pi R}{h} - 3 \right),$$

где  $R$  — радиус электродов,  $h$  — расстояние между ними. Данная формула для внесения поправки за краевой эффект получена из формулы, приведенной в работе Э. И. Пархоменко (1965) для толщины электродов, малой по сравнению с его диаметром.

Результаты измерений диэлектрической проницаемости по образцам горных пород одного из месторождений слюды даны в табл. 4.

Таблица 4

Диэлектрическая проницаемость горных пород

Порода	$\epsilon_n$ вкост сланцеватости			$\epsilon_f$ по сланцеватости		
	количество измерений	пределы колебаний	среднее	количество измерений	пределы колебаний	среднее
Пегматит . . . . .	46	1.4—4.9	2.5	—	—	—
Дистено-гранато-биотитовые гнейсы . . . . .	92	1.4—4.4	2.4	63	1.7—10.0	3.3
Гранато-биотитовые гнейсы . . . . .	87	1.3—6.3	2.5	46	1.6—6.8	3.2

Сравнение литературных данных и результатов измерений, приведенных в табл. 4, показало, что полученные нами значения диэлектрической проницаемости гнейсов несколько ниже, чем приводимые в литературе. Это, видимо, связано с большой толщиной исследованных нами образцов. Однако сходимость измерений была удовлетворительной: для 143 образцов из 225 измеренных проведены повторные наблюдения, причем среднеарифметическая абсолютная погрешность измерений  $\epsilon=0.13$  ед. СГСЕ,

что при среднем значении  $\epsilon=2.7$  составляет 5%. Относительная погрешность измерений на приборе Е12-2 (по паспорту) не превышает  $\pm\left(1+\frac{200}{C}\right)\%$ , где  $C$  — измеряемая емкость, в пф. Измеряемая нами емкость составляла не менее 30 пф, в связи с чем относительную погрешность измерений  $\epsilon$  в нашем случае можно оценить в  $\pm(5\div 8)\%$ .

Из табл. 4 видно, что  $\epsilon$  пегматита и гнейсов при измерении вкрест сланцеватости ( $\epsilon_n$ ) в среднем одинакова. В то же время сравнение  $\epsilon$  пегматита и гнейсов при измерении  $\epsilon$  вдоль сланцеватости ( $\epsilon_l$ ) показывает,

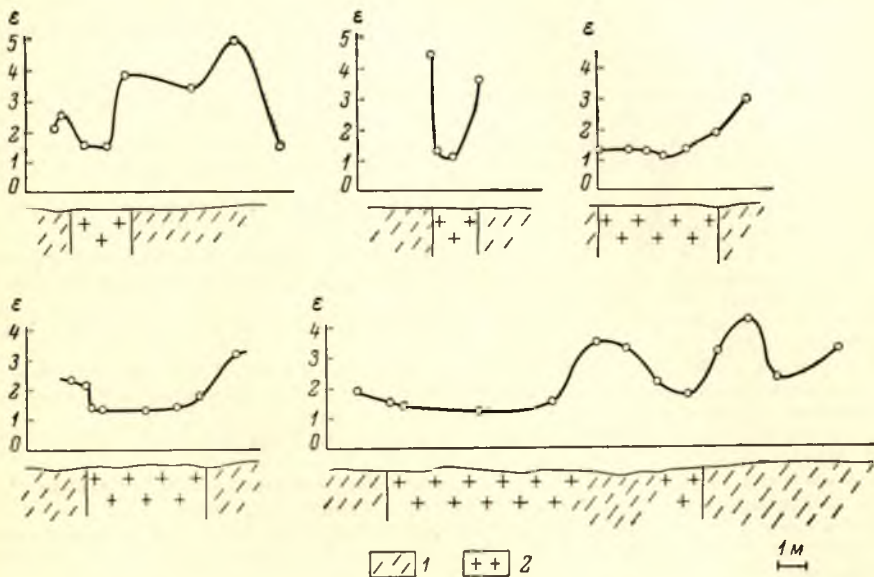


Рис. 2. Графики диэлектрической проницаемости образцов горных пород.  
1 — гнейс; 2 — пегматит.

что  $\epsilon$  пегматита примерно на одну треть ниже, чем  $\epsilon$  гнейсов. Анизотропия гнейсов по диэлектрической проницаемости  $\lambda_e = \sqrt{\frac{\epsilon_l}{\epsilon_n}} = 1.15$ .

Измерение  $\epsilon$  небольшого количества образцов минералов пегматитовых жил показало, что породообразующие минералы (кварц и плагиоклаз) обладают в среднем меньшей  $\epsilon$ , чем сама порода:

Блоковый плагиоклаз (6 обр.) . . . . .	1.5—3.5 (ср. 1.9)
Блоковый кварц (3 обр.) . . . . .	1.1—3.3 (ср. 1.8)

В связи с этим можно предположить, что повышение  $\epsilon$  пегматита происходит главным образом за счет слюд,  $\epsilon$  которых значительно превышает  $\epsilon$  кварца и плагиоклаза.

Образцы для измерения физических свойств пород были отобраны в подземных горных выработках по профилям, пересекающим пегматитовые жилы. Нанесение значений  $\epsilon$  пород на эти профили подтвердило, что пегматитовые жилы обладают пониженной  $\epsilon$  по сравнению с околожилными гнейсами (рис. 2): пегматитовые тела четко отмечаются минимумами  $\epsilon$ . При этом величина  $\epsilon$  гнейсов в прижильной зоне превышает ее величину для пегматитов не в 1.5—2 раза, как следовало бы ожидать, основываясь на лабораторных измерениях  $\epsilon$ , а в 3—7 раз. Это явление, по-видимому, следует объяснить существованием ореола околожилных



измененных гнейсов, обогащенных сульфидами железа, биотитом и т. д., что и приводит к повышению  $\epsilon$  гнейсов.

Приведенный в работе фактический материал указывает на то, что существует заметная дифференциация горных пород и минералов слюдяных месторождений Северной Карелии по их электрическим параметрам  $\rho$  и  $\epsilon$ , что дает возможность применять геофизические и минералогические методы для поисков и оценки пегматитовых жил.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Берч Фр., Дж. Шерер, Г. Спайкер. 1949. Справочник для геологов по физическим константам. ИЛ, М.
- Волярович М. П., А. Т. Бондаренко. 1966. Исследование частотной зависимости электрических свойств изверженных горных пород Кольского полуострова. Тр. Инст. физики земли, № 37 (204).
- Дортман Н. Б., В. И. Васильева, А. К. Вейнберг, В. В. Жданов. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. Изд. «Недра», М.
- Нестеров Л. Я., Н. С. Бубиков, А. Ш. Усманов. 1938. Курс электроразведки. ГОНТИ, М.
- Нестеров Л. Я., М. А. Нестерова. 1940. Сравнительное изучение некоторых физических свойств изверженных пород северо-восточного Приазовья и Карелии. Матер. ВСЕГЕИ, Геофизика, № 8.
- Пархоменко Э. И. 1965. Электрические свойства горных пород. Изд. «Наука», М.
- Рожкова Е. В., А. В. Проскуровский. 1957. Определение диэлектрической проницаемости минералов. В сб.: Современные методы минералогического исследования горных пород, руд и минералов, Госгеолтехиздат, М.
- Семенов А. С. 1948а. Влияние структуры на удельное сопротивление агрегатов. Матер. ВСЕГЕИ, Геофизика, № 12.
- Семенов А. С. 1948б. Удельное сопротивление минералов, обладающих высокой электропроводностью. Матер. ВСЕГЕИ, Геофизика, № 13.
- Семенов А. С. 1953. Исследование природы проводимости руд и пород методом электродных потенциалов. В сб.: Геофизическая разведка рудных месторождений, Госгеолтехиздат, М.
- Семенов А. С. 1964. Измерение удельного электрического сопротивления жидких, дисперсных и твердых сред с двух- и четырехэлектродными установками. В сб.: Вопросы разведочной геофизики, Тр. ВИРГ, вып. 3.
- Семенов А. С. 1965. Измерение удельного электрического сопротивления природных вод в решении некоторых геологических задач. Вестн. ЛГУ, № 6.
- Тархов А. Г. 1948. О сопротивлении и диэлектрической постоянной горных пород. Матер. ВСЕГЕИ, Геофизика, № 12.

---

**А. С. Гришин**

#### О СВЯЗИ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД, ВМЕЩАЮЩИХ СЛЮДОНОСНЫЕ ПЕГМАТИТЫ, С ОСОБЕННОСТЯМИ ИХ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА

За последние 15—20 лет в области геологического изучения слюдяных месторождений северо-западного Беломорья достигнуты большие успехи в установлении закономерностей пространственного положения пегматитовых жил. Благодаря плодотворному труду ряда коллективов геологов производственных и научно-исследовательских организаций решены многие важнейшие геологические проблемы, выявлены поисковые признаки и предпосылки для поисков пегматитовых жил. Согласно классификации П. А. Борисова, пегматиты Северной Карелии представлены тремя типами: слюдяными, керамическими и комплексными слюдяно-керамическими (Борисов, 1948). Слюдяные пегматиты, согласно

стратиграфической схеме Чуйкиной Е. П. и др., залегают в породах чуйкинской свиты, сложенной архейскими глубокометаморфизованными гиперглиноземистыми гнейсами (Шуркин и др., 1962). Слюдяно-керамические и керамические пегматитовые жилы приурочены к амфиболсодержащим гнейсам котозерской и хетоламбинской свит.

В настоящей статье рассматриваются некоторые вопросы связи физических полей с особенностями вещественного состава вмещающих пород в околожильном пространстве. Одним из геофизических методов, рекомендуемых для поисков и разведки пегматитовых жил, является метод вызванной поляризации. Опытные работы, проведенные этим методом на многих слюдяных месторождениях Северной Карелии, показали, что пегматитовые жилы отмечаются максимумами кажущейся поляризуемости  $\eta_k$  (Голод и др., 1968). На рис. 1 приведены наиболее характерные графики  $\eta_k$  над пегматитовыми жилами. Анализ этих графиков позволяет подметить некоторые особенности аномалий кажущейся поляризуемости. Так, ширина аномалий намного превышает мощность пегматитовых жил (до 10 раз), а их интенсивность больше 15% при нормальном поле 6—7%. Если мощность пегматитовой жилы больше шага наблюдений, то максимумы кажущейся поляризуемости приурочены к приконтактным участкам, а над самой пегматитовой жилой наблюдается нормальное поле. Аномальными значениями  $\eta_k$  отмечаются пегматитовые жилы, не только выходящие на поверхность (под рыхлые отложения малой мощности), но и жилы «слепые», залегающие на значительной глубине от поверхности. Количество аномалий  $\eta_k$ , не связанных с пегматитовыми жилами, по сравнению с аномалиями, полученными другими геофизическими методами, составляет незначительное число.

С целью выяснения геологической природы аномалий методом вызванной поляризации в лабораторных условиях проведено измерение поляризуемости образцов вмещающих пород и пегматитов одного из место-

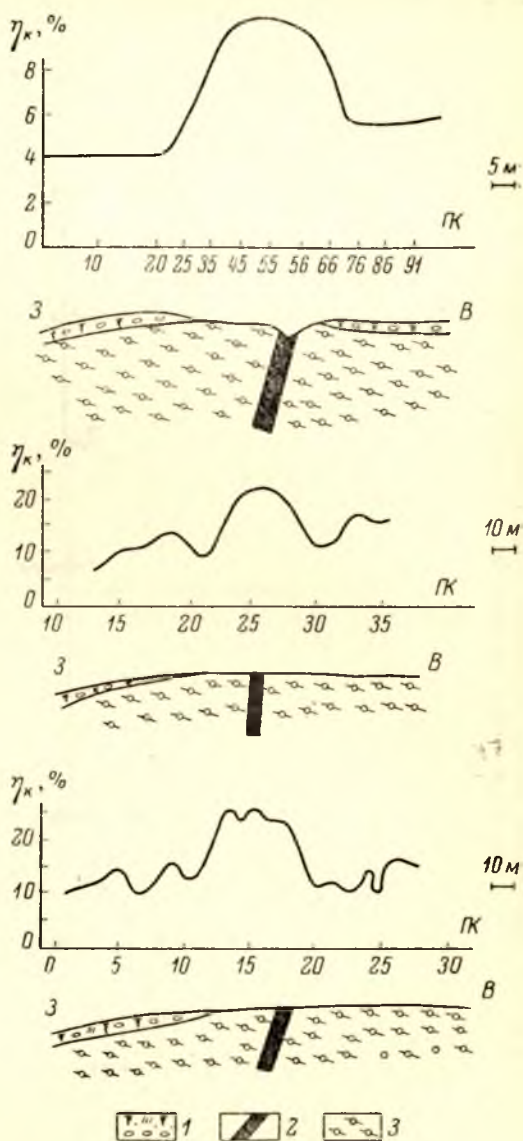


Рис. 1. Графики кажущейся поляризуемости  $\eta_k$  над пегматитовыми жилами.

1 — рыхлые отложения; 2 — пегматитовые жилы; 3 — дистено-гранато-биотитовые гнейсы.

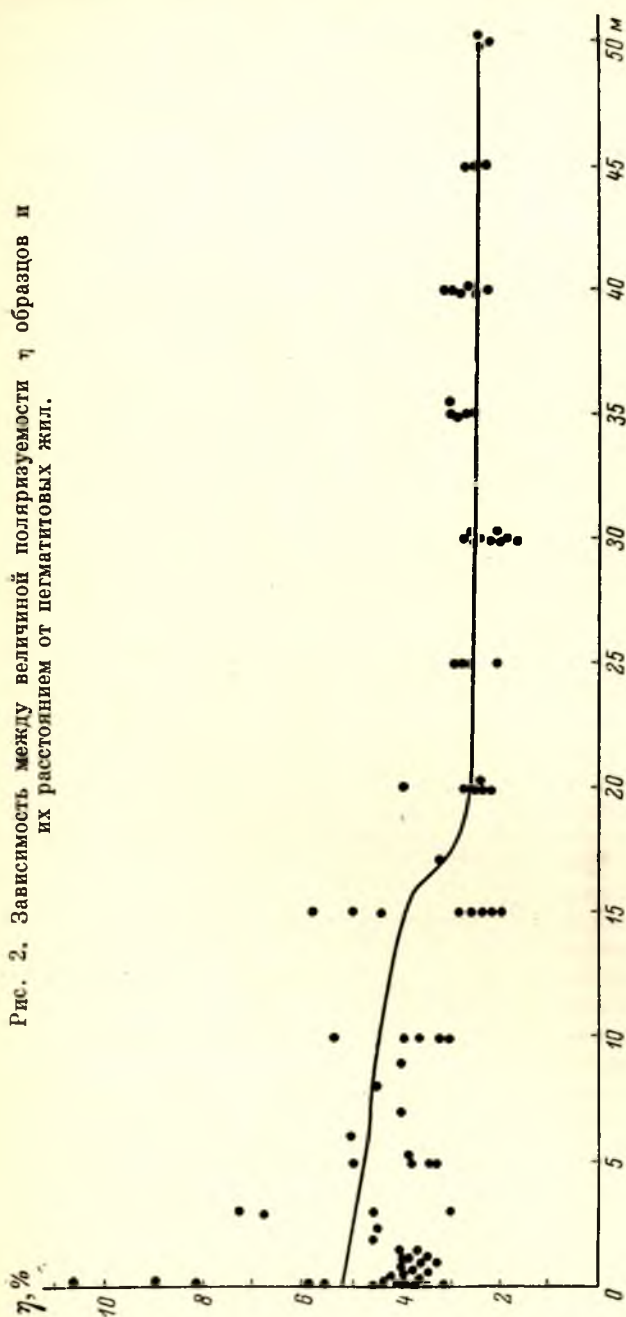


рождений мусковита. Образцы отбирались по профилям вкост простираания пегматитовых жил разной промышленной ценности и по возможности в нескольких сечениях по простираанию и падению жил. Измерение поляризуемости производилось по методике ВИТРа (Методика

изучения поляризуемости, 1962). Кроме того, для всех образцов пород (табл. 1) проводилось определение плотности  $\sigma$  и магнитной восприимчивости  $\chi$ .

Величина поляризуемости вмещающих гнейсов колеблется в пределах 0.7—15%. Пегматиты обладают низкой поляризуемостью от 0 до 2.5% (среднее 1.3%), причем значения  $\eta$  до 2.5% имеют пегматиты мелкозернистых структур, а мономинеральные блоки плагиоклаза, микроклина, кварца дают значения  $\eta$ , близкие к нулю. Дистено-гранато-биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы обладают одинаковой поляризуемостью. Однако эти же гнейсы вблизи пегматитовых жил имеют повышенную поляризуемость, в 1.5—2 раза превышающую величину  $\eta$  образцов гнейсов вдали от пегматитовых жил. На рис. 2 показана зависимость между величиной поляризуемости образцов дистено-гранато-биотитовых гнейсов и расстоянием их от контактов с пегматитовыми жилами. На графике видно, что поляризуемость гнейсов на расстоянии 10—15 м от контактов с пегматитовыми жилами в

Рис. 2. Зависимость между величиной поляризуемости  $\eta$  образцов и их расстоянием от пегматитовых жил.



1.5—2 раза превышает значения  $\eta$  гнейсов на большем удалении от пегматитовых жил.

Таким образом, значительная ширина аномалий  $\eta_k$ , приуроченность их к околосжилым породам и повышенная поляризуемость гнейсов из околосжильного пространства позволяют сделать вывод о наличии вокруг

Физические свойства горных пород

Породы	Количество образцов	Поляризуемость через 0.5 сек., % (вдоль гнейсовидности)		Плотность, г/см <sup>3</sup>		Магнитная восприимчивость $\times 10^{-4}$ CGSM	
		пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее
Дистено-гранато-биотитовые гнейсы (более 20 м от жил) . . . . .	90	0.7—4.8	2.8	2.68—2.89	2.80	5—36	15
Дистено-гранато-биотитовые околожилльные (до 20 м от жил) гнейсы	65	1.2—15.0	4.3	2.62—2.95	2.77	7—55	22
Гранато-биотитовые гнейсы (более 20 м от жил)	42	0.7— 4.8	2.7	2.55—2.85	2.75	2—30	17
Гранато-биотитовые околожилльные (до 20 м от жил) гнейсы . . . . .	15	3.5— 6.0	4.9	2.73—2.89	2.78	15—33	21
Пегматиты . . . . .	40	0—2.5	1.3	2.58—2.68	2.64	0—6	1

пегматитовых жил зоны измененных вмещающих пород, отличных по своим физическим свойствам от неизмененных гнейсов вдали от пегматитовых жил. Возникает вопрос о причинах повышенной поляризуемости околожилльных гнейсов. Этой причиной может быть изменение вещественного состава вмещающих пород в период развития пегматитового процесса.

Теоретической предпосылкой разработки метода вызванной поляризации явилось наличие в горных породах минералов с электронной проводимостью (Комаров и др., 1959, 1966). Такими минералами на слюдяных месторождениях Северной Карелии являются сульфиды (пирротин, пирит), а иногда магнетит.

Рассмотрим некоторые особенности вещественного состава околожилльных пород.

Химические анализы вмещающих пород, отобранных на разном расстоянии от контактов с пегматитовыми жилами, свидетельствуют об изменении химического состава околожилльных гнейсов. Это говорит о взаимодействии пегматитов с вмещающими породами. В табл. 2 приведены химические анализы дистено-гранато-биотитовых гнейсов на разных расстояниях от лежачего бока одной из слюдоносных жил. Анализ результатов химического состава вмещающих пород позволяет подметить следующие особенности. Из основных коэффициентов Ниггли по мере приближения к пегматитовой жиле закономерно возрастает  $fm$ , т. е. повышается

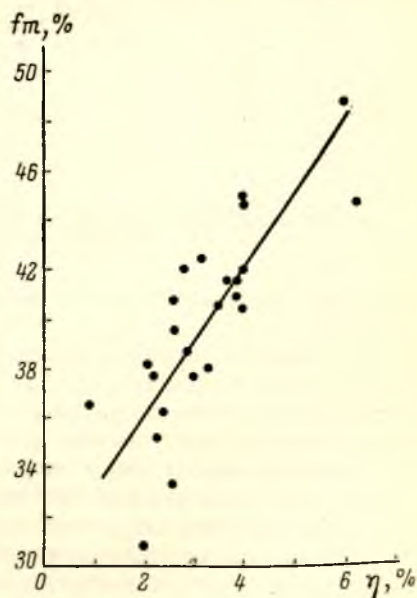


Рис. 3. График зависимости между величиной коэффициента  $fm$  (по Ниггли) и поляризуемостью образцов  $\eta$ .

пород. В табл. 2 приведены химические анализы дистено-гранато-биотитовых гнейсов на разных расстояниях от лежачего бока одной из слюдоносных жил. Анализ результатов химического состава вмещающих пород позволяет подметить следующие особенности. Из основных коэффициентов Ниггли по мере приближения к пегматитовой жиле закономерно возрастает  $fm$ , т. е. повышается



роль железа в составе пород (табл. 2). Глиноземистость пород в этом направлении уменьшается. В околожильных породах происходит заметное изменение роли щелочей — содержание  $K_2O$  возрастает,  $Na_2O$  — уменьшается. Происходит также закономерное уменьшение свободной кремнекислоты.

Устанавливается прямая зависимость между величиной коэффициента  $fm$  и поляризуемостью образцов — с повышением  $fm$  возрастают значения  $\eta$  (рис. 3). Повышение роли железа, по-видимому, связано с увеличением содержания рудного минерала (пирротина) во вмещающих породах вблизи пегматитовых жил. С другой стороны, это может быть частично

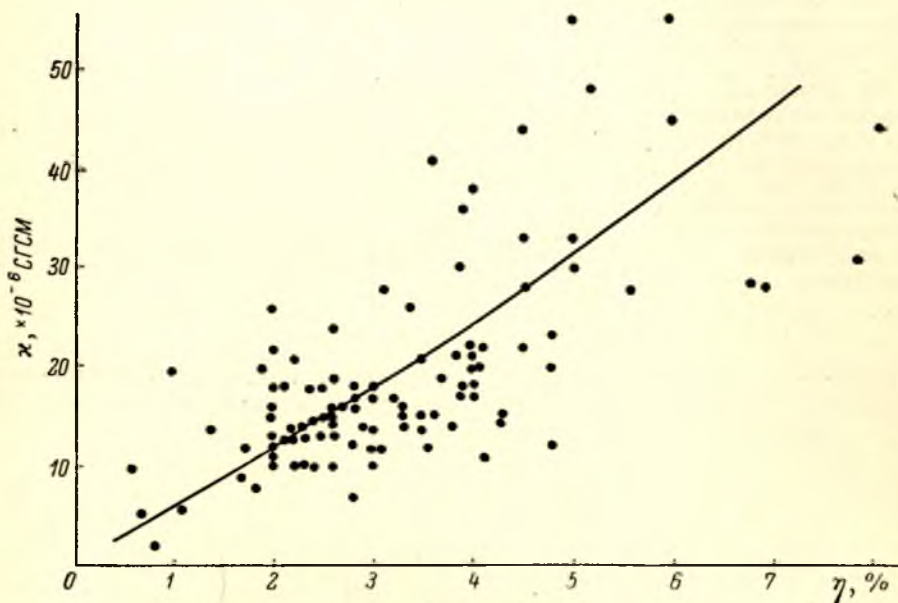


Рис. 4. График зависимости между величиной магнитной восприимчивости  $\chi$  образцов и их поляризуемостью  $\eta$ .

обусловлено изменением количества биотита в контакте с пегматитовыми жилами.

Результаты количественного минералогического анализа искусственных шлифов (аналитик Н. Д. Сыромятина) и петрографического исследования прозрачных шлифов показывают, что вмещающие гнейсы вблизи пегматитовых жил имеют повышенное содержание рудных минералов (в основном пирротина). Содержание пирротина в гнейсах на расстояниях 15—20 м и более от пегматитовых жил не превышает 0.1—0.2%, а в околожильных гнейсах пирротин находится в количестве до 1—1.5%.

В прозрачных шлифах видно, что пирротин развит в виде неправильной формы зерен от сотых долей миллиметра до 1—2 мм в поперечнике. Часто пирротин образует вставки в гранате, реже в биотите. Подсчеты количества зерен пирротина в шлифах показывают более высокое его содержание в околожильных гнейсах. Иногда вблизи контактов с пегматитовыми жилами встречаются мелкие линзообразные тела пирротина. Образование пирротина и других рудных минералов следует связывать с гидротермальной стадией формирования пегматитовых жил. Рудная минерализация является наложенной на ранее сформированные пегматиты.

На изученном месторождении устанавливается зависимость между содержанием рудных минералов в околожильных гнейсах и величиной

## Химический состав дистено-гранато-биотитовых гнейсов

Окислы	Расстояние до контакта с жилой и номер пробы						
	0.2 м, пр. 534	3 м, пр. 445	7 м, пр. 444	17 м, пр. 442	27 м, пр. 441	37 м, пр. 440	57 м, пр. 438
SiO <sub>2</sub>	58.90	58.71	63.22	60.65	62.59	64.72	71.63
TiO <sub>2</sub>	0.77	0.94	0.76	0.77	0.77	0.67	0.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.14	17.62	17.70	19.63	16.86	17.41	13.97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.63	1.04	0.69	1.04	0.28	0.92	0.11
FeO	7.34	8.67	6.43	7.38	6.59	4.95	4.07
MnO	0.08	0.12	0.08	0.10	0.09	0.08	0.03
MgO	4.30	4.91	3.90	4.20	3.82	3.12	2.09
CaO	2.15	1.69	2.08	1.45	2.37	2.28	2.14
Na <sub>2</sub> O	2.89	1.95	2.17	1.45	2.77	2.95	3.50
K <sub>2</sub> O	3.95	2.95	2.12	2.55	2.53	2.05	1.80
H <sub>2</sub> O	0.13	0.11	0.15	0.14	0.16	0.12	0.17
П. п. п.	1.83	1.58	1.17	1.06	1.05	1.07	0.42
Сумма	100.11	100.29	100.47	100.42	99.88	100.34	100.45

## Коэффициенты Ниггли

al	32.7	33.1	37.5	39.2	35.2	38.7	38.0
fm	42.4	48.9	42.0	44.9	40.4	36.5	30.6
c	7.6	5.7	8.2	5.3	9.1	9.2	10.6
alk	17.3	12.3	12.3	10.6	15.3	15.6	20.8
si	191	187	227	207	221	244	331
ti	2.0	2.1	2.2	2.0	2.1	2.0	1.7
k	0.47	0.50	0.39	0.54	0.38	0.30	0.47
mg	0.49	0.47	0.50	0.47	0.50	0.48	0.25
c/fm	0.18	0.12	0.19	0.12	0.23	0.26	0.34
t	+11	+15	+18	+23	+11	+14	+7
qz	+21.7	+37.7	+77.5	+53.8	+59.7	+81.3	+147.9

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории Карельского филиала АН СССР. Аналитик Г. И. Капустина.

их поляризуемости. Можно сделать вывод, что повышенное содержание электроннопроводящих минералов в околожилых гнейсах является причиной аномалий кажущейся поляризуемости на слюдяных месторождениях.

Интересные данные получены при измерении магнитной восприимчивости образцов. Из табл. 1 видно, что околожилые дистено-гранато-биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы обладают несколько повышенной магнитной восприимчивостью по сравнению с гнейсами, удаленными от пегматитовых жил. На рис. 4 приведен график зависимости между магнитной восприимчивостью образцов дистено-гранато-биотитовых гнейсов и их поляризуемостью. Этот график указывает на прямую зависимость названных физических параметров пород. Повышение магнитной восприимчивости околожилых гнейсов, как и повышение их поляризуемости, связано с увеличением содержания в породах одних и тех же минералов (электроннопроводящих) с повышенной магнитной восприимчивостью. В связи с этим возможно получение интересных данных при проведении микромагнитной съемки, принимая во внимание, что пегматиты являются немагнитными породами.

Измерения плотности образцов вмещающих пород и пегматитов (табл. 1) показали, что в целом вмещающие гнейсы обладают по сравнению с пегматитами избыточной плотностью в 0.1—0.15 г/см<sup>3</sup>. Сами же гнейсы вне



зависимости от расстояния до пегматитовых жил имеют одинаковые значения плотности (от 2.75 до 2.80 г/см<sup>3</sup>).

Таким образом, изучение особенностей вещественного состава около-жилльных пород показало, что вокруг пегматитовых жил вмещающие породы претерпели существенные изменения. Пегматитовые жилы с ореолом измененных вмещающих гнейсов до 10—15 м от контактов жил являются как бы единым физическим телом. Повышенная поляризуемость около-жилльных гнейсов позволяет ожидать высокую эффективность метода вызванной поляризации при поисках пегматитовых жил. Незначительное число «ложных» аномалий, как показали опытные работы этим методом, а также большая глубинность его, может служить основанием хорошей разрешающей способности метода вызванной поляризации по сравнению с другими геофизическими методами.

## ЛИТЕРАТУРА

Борисов П. А. 1948. Керамические пегматиты КФССР. КФ фил. АН СССР, Петрозаводск.

Голод М. И., Г. И. Дмитриев, А. С. Гришин. 1968. Об использовании метода вызванной поляризации на месторождениях слюды. Карельск. фил. АН СССР, Тр. Инст. геологии, вып. 2, Петрозаводск.

Комаров В. А., Л. М. Иоффе, М. В. Семенов. 1959. Метод вызванной поляризации. Обмен опытом ВИТР, вып. 20.

Комаров В. А., Н. А. Пишпарева, М. В. Семенов, Л. С. Хлопина, 1966. Теоретические основы интерпретации наблюдений в методе вызванной поляризации. Изд. «Недра», Л.

Методика изучения поляризуемости образцов горных пород. 1962. Обмен опытом ВИТР, вып. 56.

Шуркин К. А., Н. В. Горлов, М. Е. Салье, В. А. Дук, Ю. В. Никитин. 1962. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 14, М.—Л.

---

*А. К. Полин*

### **ОРЕОЛЫ УВЕЛИЧЕНИЯ ДЕКРЕПИТАЦИОННОЙ АКТИВНОСТИ КВАРЦА, ПОЛЕВОШПАТОВОЙ И КВАРЦЕВО-ПОЛЕВОШПАТОВОЙ ФРАКЦИЙ ГНЕЙСОВ КАК ПОИСКОВЫЙ ПРИЗНАК СЛЮДОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ**

Изучение околорудных изменений становится особенно актуальным в связи с проблемой поисков слепых рудных тел. Эти изменения представлены обычно тремя типами ореолов (Ермаков, 1966): 1) в непосредственной близости к рудному телу наблюдается «минеральный ореол», характеризующийся изменением минерального состава пород; 2) на несколько большем расстоянии от рудного тела химико-аналитическим путем обнаруживается «геохимический ореол», характеризующийся изменением состава сложных минералов или содержаний рассеянных элементов без изменения минерального состава породы; 3) на наибольшем расстоянии от рудного тела декрептофоническим и микротермометрическим методами (Ермаков, 1950, 1965, 1968) фиксируется «ореол пропаривания», характеризующийся наличием газово-жидких включений, образовавшихся в результате самоконсервации в трещинах минералов микроскопических капель отработанных рудогенерирующих растворов.

Автором проводились работы на одном из месторождений мусковита Северной Карелии. Вмещающие пегматиты гнейсы здесь представлены двумя главными разновидностями пород: мелкозернистыми гранато-биотитовыми гнейсами и грубозернистыми дистено-гранато-биотитовыми гнейсами. Минеральный состав первых (по данным анализа протолок и пересчетов химических анализов): кварца 20—30, полевого шпата 40—50, биотита 10—30, граната 2—20%; вторых: кварца 20—40, полевого шпата 20—40, биотита 10—30, граната 3—12, дистена 2—10%.

Пегматитовые жилы месторождения подразделяются В. В. Зарубиным (устное сообщение) на две основные группы: 1) плитообразные секущие жилы северо-восточного простираия, залегающие в гранато-биотитовых гнейсах; 2) линзообразные сложной формы кососекущие (почти согласные) жилы северо-западного простираия, залегающие в дистено-гранато-биотитовых гнейсах. По внутреннему строению и особенностям минерального состава пегматиты, согласно разрабатываемой Л. Л. Гродницким классификации (см. статью в настоящем сборнике), можно разделить на четыре типа: I — биотито-плагиоклазовые, слабодифференцированные; II — мусковито-плагиоклазовые, дифференцированные; III — мусковито-микроклино-плагиоклазовые, четко дифференцированные; IV — биотито-микроклино-плагиоклазовые, дифференцированные, обогащенные микроклином.

Первая группа представлена всеми типами, вторая — преимущественно жилами III типа. Последние в обеих группах являются основным объектом слюдодобычи; I и IV типы практически непромышленные.

Изменение гнейсов на контакте с пегматитами изучалось по разрезам вкрест простираия жил. Образцы отбирались в горизонтальных горных выработках, реже по поверхности. Интервал отбора образцов вблизи жил 1 м, далее 2 м. Наибольшее удаление отбора образцов от жилы до 30 м. Под расстоянием до жилы понимается расстояние в плоскости, перпендикулярной жиле.

Пегматитовые жилы месторождения сопровождаются ореолом видимого изменения вмещающих гнейсов, который прослеживается на расстоянии до 1 м в первой группе и до 4—6 м во второй группе. Изменение химического состава гнейсов и их минералов, а также содержаний рассеянных элементов в них фиксируется на несколько большем расстоянии (до 3—5 м в первой группе и до 10 м во второй группе).

Декрептометрия гнейсов месторождения и их минералов производилась на декрептофонической установке. Коэффициент усиления усилителя равен 2500. Опыт декрепитации проводился всегда в одних условиях: температурный интервал нагревания 200—800°С, скорость равномерного нагревания 20°/мин., навеска породы или мономинеральной фракции равна по объему 1 г кварца, размер фракции 0.5—1 мм. Неоднократное повторение декрептофонического анализа проб из одной и той же протолоки показало хорошую сходимость результатов (расхождения не превышали 10% общего количества импульсов). Проведенные в микротермометрической лаборатории МГУ контрольные измерения показали, что кривые декрепитации, полученные на обеих установках, имеют одинаковый характер.

Декрептограммы (рис. 1) гранато-биотитовых гнейсов характеризуются наличием двух пиков декрепитационной активности: низкотемпературного (интервал 300—420°) и высокотемпературного (интервал 640—760°С). На декрептограммах дистено-гранато-биотитовых гнейсов, кроме этих двух пиков, появляется дополнительный пик в интервале 460—500°. Декрептофонический анализ минералов гнейсов показал полную инертность граната, дистена и биотита. На декрептограммах полевого шпата присутствуют и низкотемпературный и высокотемпературный пики.



Интенсивность их, как правило, незначительна (единицы импульсов). На декрептограммах кварца высокой интенсивностью (десятки импульсов) характеризуется низкотемпературный пик, тогда как высокотемпературный пик чаще отсутствует.

Наблюдение под микроскопом (поляризационный «Польми», увел. 400) толстых полированных шлифов гнейсов (20 шт.) показало, что минералы гнейсов по-разному насыщены газовой-жидкими включениями.

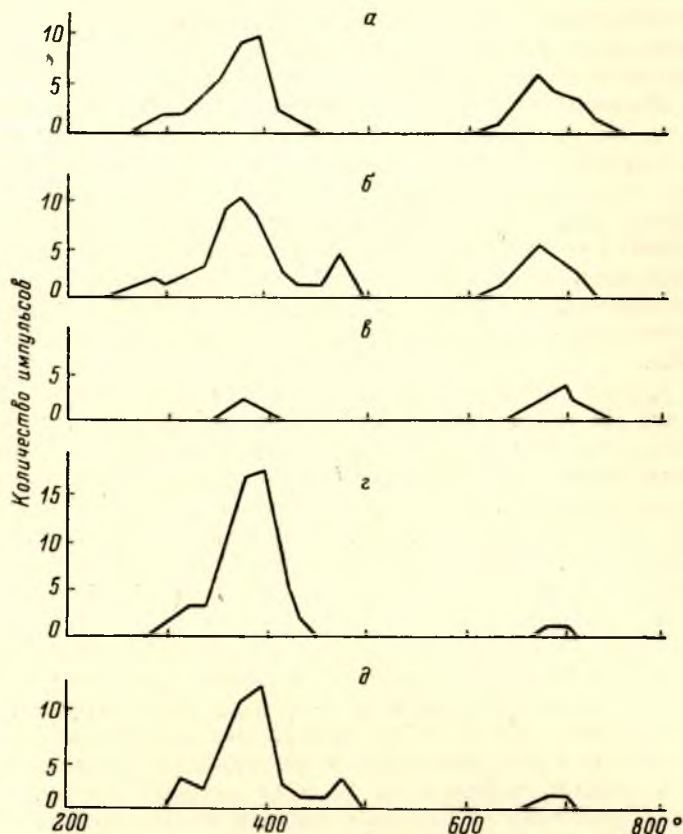


Рис. 1. Декрептограммы гнейсов и их минералов.

а — гранато-биотитовых гнейсов; б — дистено-гранато-биотитовых гнейсов; в — полевошпатовой фракции гнейсов; г — кварца гранато-биотитовых гнейсов; д — кварца дистено-гранато-биотитовых гнейсов.

Тщательное изучение зерен граната, дистена и чешуек биотита показало отсутствие в них каких-либо газовой-жидких включений. В полевом шпате гнейсов наблюдаются редкие одиночные включения. Основная масса газовой-жидких включений сосредоточена в зернах кварца.

Поиски первичных газовой-жидких включений в кварце гранато-биотитовых гнейсов не увенчались успехом. В некоторых зернах кварца из дистено-гранато-биотитовых гнейсов были встречены единичные первичные газовой-жидкие включения. Эти включения расположены изолированно. Обычно вакуоли имеют ромбоэдрическую или гексагональную форму — негативную форму кристаллов кварца. Все первичные включения в кварце дистено-гранато-биотитовых гнейсов являются двухфазовыми (газовой фазы ~40%). Гомогенизация их происходит в жидкую фазу (I тип) при температуре 460—470°.

Основная масса газовой-жидких включений в кварце гнейсов представлена вторичными включениями, приуроченными к трещинам минерала. Выделяются три основные группы вторичных включений:

- 1) двухфазовые включения  $G > Ж$  (газовой фазы 70—90%), гомогенизирующиеся в газовую фазу (II тип) при температуре 400—560°;
- 2) двухфазовые включения  $Ж > G$  (газовой фазы 20—30%), гомогенизирующиеся в жидкую фазу (I тип) при температуре 320—420°;
- 3) двухфазовые включения  $Ж \gg G$  (газовой фазы 10—20%), гомогенизирующиеся в жидкую фазу (I тип) при температуре 220—280°.

Нередко отмечаются трехфазовые включения (с углекислотой). Гомогенизация их происходит в жидкую фазу (I тип) при температуре 150—180°.

Незначительный перегрев включений второй и третьей групп сверх температуры гомогенизации (на 20—40°) приводит к их декрепитации, тогда как включения первой группы выдерживают значительный перегрев (на 100° и более).

Анализ декрептограмм гнейсов и их минералов, разновидностей газовой-жидких включений, типов и температур их гомогенизации, а также поведения включений при перегреве сверх температуры гомогенизации показал, что основной причиной декрепитационной активности гнейсов, в частности кварца в температурном интервале 260—500°, являются включения второй и в меньшей степени третьей групп.

Высокотемпературный пик на декрептограммах гнейсов и их минералов обусловлен, вероятно, растрескиванием по спайности полевых шпатов, а также влиянием расклинивающего действия твердых включений. Дополнительный пик на декрептограммах дистено-гранато-биотитовых гнейсов вызван, вероятно, взрыванием первичных включений в кварце этих гнейсов.

Изучение газовой-жидких включений в минералах пегматитов показало, что вторичные включения второй группы в кварце гнейсов соответствуют первичным включениям типа  $Ж > G$  (газовой фазы 20—30%) в кварце из кварц-мусковитового комплекса, а также мусковите из кварц-мусковитового комплекса и пегматоидного пегматита. Гомогенизация этой группы включений происходит в жидкую фазу (I тип) при температуре 320—400°. Вторичные включения третьей группы в кварце гнейсов соответствуют вторичным включениям в кварце из кварц-мусковитового комплекса.

Неравномерное распределение породообразующих минералов в гнейсах, разная насыщенность минералов газовой-жидкими включениями (основная масса их наблюдается в кварце) являются основной причиной изменения декрепитационной активности гнейсов в интервале 260—500°. Как видно из сопоставления декрептограмм гнейсов и их минералов, декрепитационная активность гнейсов определяется главным образом декрепитационной активностью кварца. Декрепитационная активность кварца гнейсов (рис. 2) в интервале 260—500° (25—40 импульсов) на значительном удалении от жил (до 20—30 м) отмечается во всех породах месторождения. Как правило, по мере приближения к жилам II, III и IV типов первой группы декрепитационная активность кварца вначале возрастает до максимальных значений (соответственно до 50, 99 и 70 импульсов), но в непосредственной близости к жиле вновь уменьшается (соответственно до 40, 45 и 60 импульсов). Лишь в экзоконтакте жилы I типа после возрастания декрепитационной активности кварца не отмечается ее понижения.

На контакте с лежащим боком жилы второй группы декрепитационная активность кварца в интервале 260—500° сначала увеличивается (до 55 импульсов), но вблизи жилы вновь уменьшается (до 30 импульсов).



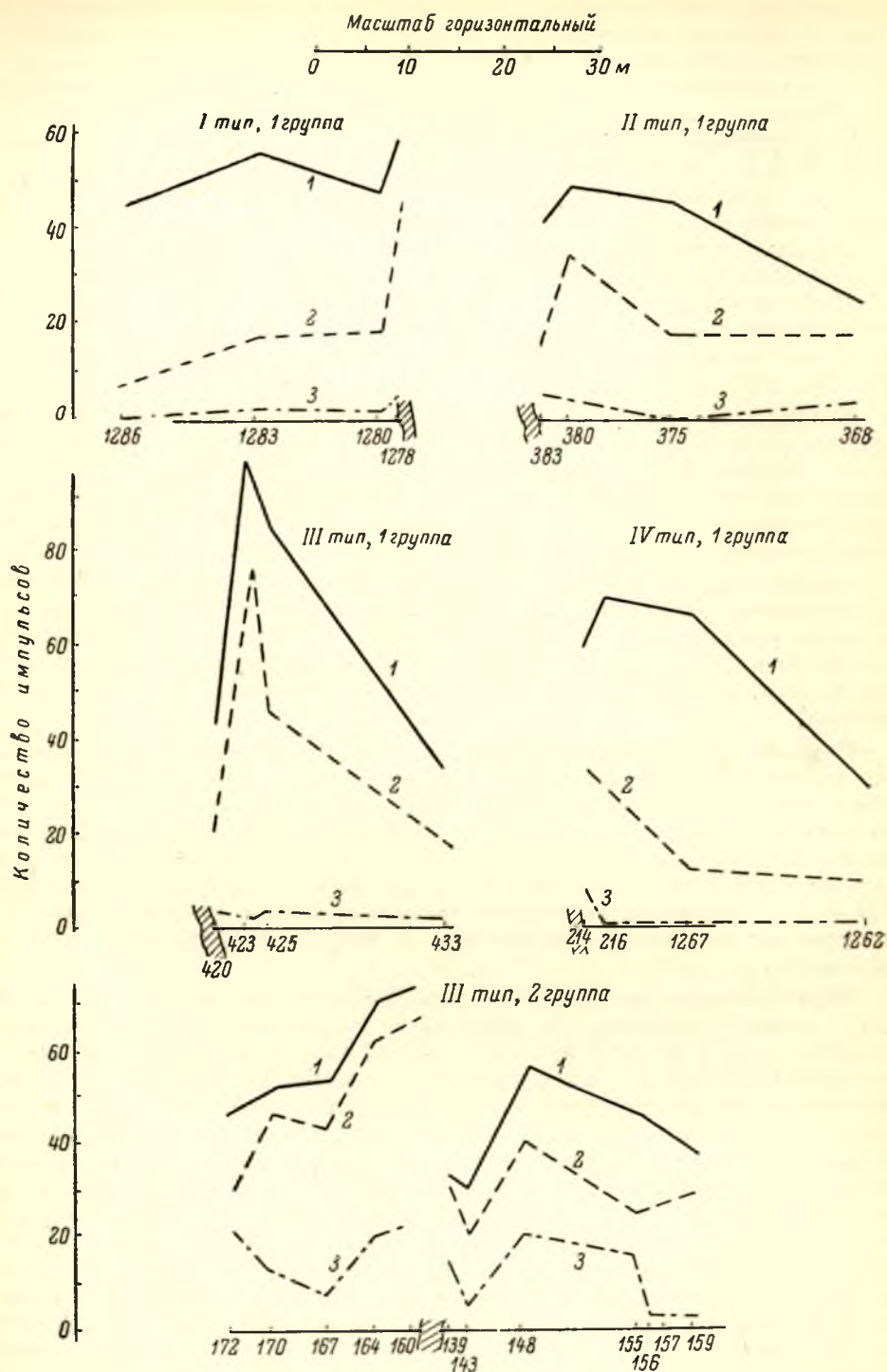


Рис. 2. Изменения декрепитационной активности кварца, полевого шпата и кварц-полевошпатовой фракции в температурном интервале 260—500°.

1 — кварца; 2 — полевого шпата; 3 — кварцево-полевошпатовой фракции гнейсов. По горизонтальной оси указаны номера образцов.

На контакте с висячим боком декрепитационная активность кварца по направлению к жиле увеличивается (до 72 импульсов).

Декрепитационная активность полевошпатовой фракции гнейсов (рис. 2) в интервале  $260\text{--}500^\circ$  на контакте с жилами первой группы характеризуется одиночными импульсами и изменяется без какой-либо закономерности. На контакте с жилой второй группы как с лежачего, так и висячего боков отмечается повышенная декрепитационная активность полевого шпата (до 20 импульсов). На контакте с лежачим боком жилы на расстоянии 20 м и далее декрепитационная активность полевого шпата уменьшается (до нескольких импульсов). На контакте с висячим боком жилы вдали от нее уменьшения декрепитационной активности полевого шпата не отмечается, вероятно, из-за ограниченной длины выработки (19 м).

Изучение изменения декрепитационной активности кварц-полевошпатовой фракции гнейсов в интервале  $260\text{--}500^\circ$  (рис. 2) показало, что последняя определяется декрепитационной активностью кварца и аналогично изменяется на контакте с жилами разных типов. Однако абсолютные значения интенсивности декрепитационной активности кварц-полевошпатовой фракции несколько ниже по сравнению с кварцем (вблизи жилы I типа — до 45 импульсов, жилы II типа — до 50 импульсов, жилы III типа первой группы — до 75 импульсов, жилы IV типа — до 35 импульсов и жилы второй группы — до 40—65 импульсов).

В целом повышенная декрепитационная активность кварца и полевого шпата гнейсов в интервале  $260\text{--}500^\circ$  отмечалась на расстоянии до 8 м от жил первой группы и до 20—30 м от жил второй группы.

Таким образом, рассматриваемые пегматитовые жилы сопровождаются ореолами гидротермального изменения, характеризующимися повышением декрепитационной активности кварца и полевого шпата гнейсов в интервале  $260\text{--}500^\circ$ . Степень повышения этой активности зависит от типа и слюдоносности жил: наибольшая наблюдается вблизи промышленно-слюдоносных жил III типа первой и второй группы (у полевого шпата — более 10 импульсов, у кварца — более 70 импульсов и у кварц-полевошпатовой фракции — более 50 импульсов).

Повышение декрепитационной активности гнейсов и их минералов вблизи пегматитовых жил обусловлено увеличением количества газово-жидких включений (в первую очередь вторичных включений второй группы), явившихся причиной декрепитации.

Анализ декрептограмм гнейсов и их минералов, разновидностей включений в минералах гнейсов и пегматитов, тип и температуры гомогенизации этих включений свидетельствуют о том, что ореолы гидротермального изменения вокруг пегматитовых жил образованы растворами, вызвавшими гидролиз полевых шпатов пегматита с образованием кварц-мусковитового комплекса и основной массы мусковита. Интенсивный гидролиз полевых шпатов пегматита, приведший к образованию промышленного ослюденения жилы, способствовал образованию ореолов, характеризующихся наибольшей декрепитационной активностью гнейсов и их минералов.

Зависимость интенсивности декрепитационной активности кварца, полевого шпата и кварцево-полевошпатовой фракции гнейсов в интервале  $260\text{--}500^\circ$  вблизи пегматитовых жил от слюдоносности жил позволяет использовать декрептофонический метод как для поисков пегматитовых жил (в том числе и слепых), так и для отличия слюдоносных жил от бесслюдных.



## ЛИТЕРАТУРА

- Ермаков Н. П. 1950. Исследования минералообразующих растворов. Изд. Харьковск. гос. унив.
- Ермаков Н. П. 1965. Термометрия глубинных процессов рудообразования. В сб.: Минералогическая термометрия и барометрия, т. 1, изд. «Наука», М.
- Ермаков Н. П. 1966. Использование включений минералообразующих растворов и расплавов в теории рудообразования, практике поисков и при выращивании минералов. В сб.: Исследования минералообразующих растворов, изд. «Недра», М.
- Ермаков Н. П. 1968. Проблема развития физико-геохимических методов поисков скрытых и закрытых пневматолито-гидротермальных месторождений. В сб.: Минералогическая термометрия и барометрия, т. 1, изд. «Наука», М.

А. Б. Наливкин

### ПРОЦЕНТ ВЫХОДА ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ ПРОТОЛОЧЕК ВМЕЩАЮЩИХ ПЕГМАТИТЫ ПОРОД КАК КРИТЕРИЙ ПОИСКОВ СЛЮДОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ

В литературе неоднократно отмечалось уменьшение содержания кианита и граната в гнейсах по мере приближения к пегматитам (Колесникова, 1958; Кувшинева, 1964; Никитин, 1952; Сафронова, 1968; Шуркин и др., 1962). Проверка этого положения позволила автору наметить критерий поисков слюдоносных пегматитов, заключающийся в определении процента выхода тяжелой фракции протолочек вмещающих пегматиты пород. Предложение этого критерия, помимо учета литературных данных, основано на том, что в кианито-гранато-биотитовых гнейсах вокруг пегматитовых жил Северной Карелии наблюдается четко фиксирующийся ореол уменьшения содержания кианита и граната. Этот ореол прослеживается как визуально, так и путем вычисления процента выхода тяжелой фракции протолочек образцов, отобранных из разрезов вкрест простирания пегматитовых жил. Визуально отмечается постепенная смена кианито-гранато-биотитовых гнейсов вторичными гранато-биотитовыми, а затем мусковитизированными биотитовыми гнейсами по мере приближения к пегматитовым жилам. Эти изменения гнейсов фиксируются на расстоянии до 10 м от пегматитовой жилы. Значительно больший ореол измененных кианито-гранато-биотитовых гнейсов (~20 м) отмечается по данным определения процента выхода тяжелой фракции протолочек.<sup>1</sup>

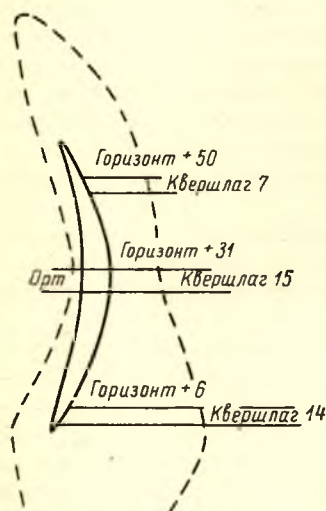


Рис. 2. Схема горных выработок и предполагаемое положение ореола измененных пород вокруг жилы (без внесения поправок на положение выработок по отношению к контакту жилы).

Указанный критерий можно хорошо проиллюстрировать на примере одного из месторождений мусковита Северной Карелии. Здесь были ото-

браны протолочки вкрест простирания богатой слюдоносной жилы, залегающей в кианито-гранато-биотитовых гнейсах. Метод подсчета процента выхода тяжелой фракции позволил выделить вокруг этой жилы

<sup>1</sup> Точность определения около 0.1%.

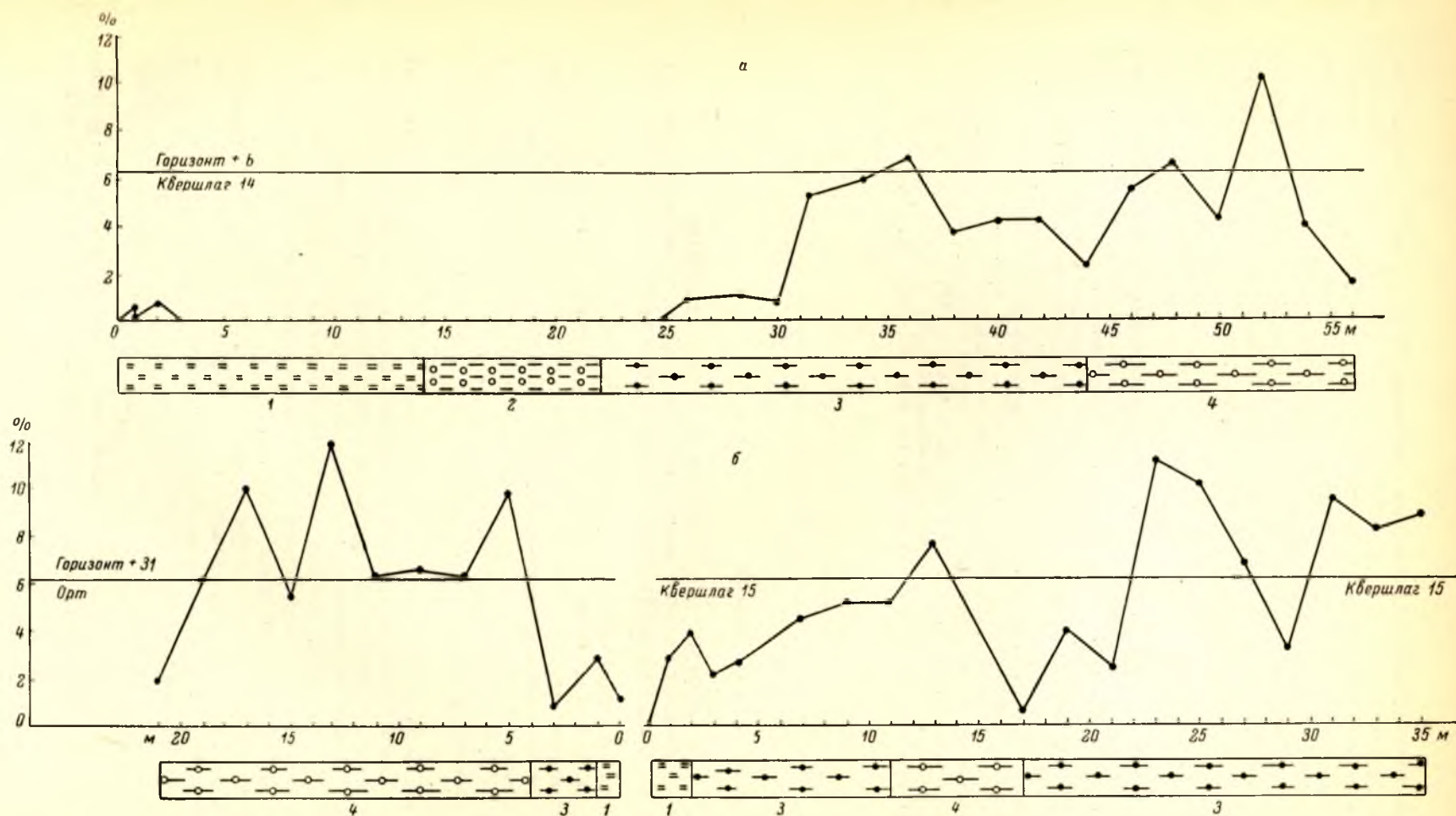


Рис. 1. Процент выхода тяжелых фракций протолочек по отношению к весу навески вокруг богатой слюдоносной жилы на горизонте +6 (а) и горизонте +31 (б).

1 — мусковитизированный вторичный биотитовый гнейс; 2 — мигматит; 3 — вторичный гранато-биотитовый гнейс; 4 — дистено-гранато-биотитовый гнейс.



на горизонте +6 ореол измененных вмещающих пород до 47 м в кваршлагге 14, на горизонте +31 до 22 м в кваршлагге 15 и до 4 м в орте и, наконец, на горизонте +50 в кваршлагге 7 до 16 м (рис. 1, 2). Интересно, что наибольший ореол измененных вмещающих пород был прослежен вблизи корней жилы на самом глубоком горизонте. Резкая асимметрия ореола измененных пород на горизонте +31 обусловлена, очевидно, или изгибом жилы примерно на этом горизонте (рис. 2), или уменьшением ореола измененных пород вблизи лежачего бока жил.

#### ЛИТЕРАТУРА

Колесникова А. М. (1958). О некоторых химических изменениях глиноземистых гнейсов на контактах со слюдоносными пегматитовыми жилами. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, вып. 5, Петрозаводск.

Куфтырева В. А. (1964). Петрография и геохимические особенности экзоконтактных изменений пегматитов Мамского слюдоносного района. В сб.: Геохимия редких элементов в изверженных горных породах, изд. «Наука», М.

Никитин В. Д. (1952). Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах. Зап. ЛГИ, т. 27, вып. 2.

Сафронова Г. П. (1968). Минералогические и геохимические особенности экзоконтактных ореолов слюдоносных пегматитов Северной Карелии. Сов. геология, № 6.

Шуркин К. А., Н. В. Горлов, М. Е. Салее, В. Л. Дук, Ю. В. Никитин. 1962. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 14, Изд. АН СССР, М.—Л.

---

*А. К. Полин, Р. П. Эйгирд*

#### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНАТОВ ГНЕЙСОВ ОДНОГО ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МУСКОВИТА СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ КАК ИНДИКАТОР ИЗМЕНЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Изучение гранатов и интерес к ним объясняется тем, что гранаты являются важными породообразующими минералами метаморфических пород, фиксирующими в особенностях своей конституции изменение минералообразующей среды. Изменение состава гранатов гнейсов на контакте с пегматитовыми жилами Северной Карелии изучалось ранее Г. П. Сафроновой (1968), которая показала, что в составе гранатов по направлению к жиле увеличивается содержание спессартиновой составляющей.

С целью исследования изменений состава и параметров решетки гранатов в зависимости от геологической обстановки нами было проведено исследование гранатов из глубокометаморфизованных гнейсов одного из месторождений мусковита, вмещающих слюдоносную пегматитовую жилу (11 анализов). Гнейсы представлены двумя главными разновидностями пород: мелкозернистыми гранато-биотитовыми и грубозернистыми дистено-гранато-биотитовыми гнейсами.

Пегматитовые жилы сопровождаются ореолами изменения вмещающих пород, характеризующимися следующей видимой на глаз метасоматической зональностью (от дистено-гранато-биотитовых гнейсов к жиле): 1-я зона — вторичные гранато-биотитовые гнейсы, 2-я зона — вторичные биотитовые гнейсы, 3-я зона — мусковитизированные биотитовые гнейсы, 4-я зона — мусковито-биотитовый слюдит.

Наиболее характерно в околожильном ореоле замещение дистена зеленоватой слюдой, граната — альбито-биотитовым агрегатом, плагио-

клаза — мусковитом. Интенсивность и полнота развития ореолов зависят от слюдоносности жил: наиболее мощные и полноразвитые ореолы наблюдаются на контакте промышленно-слюдоносных жил (на расстоянии около 6 м).

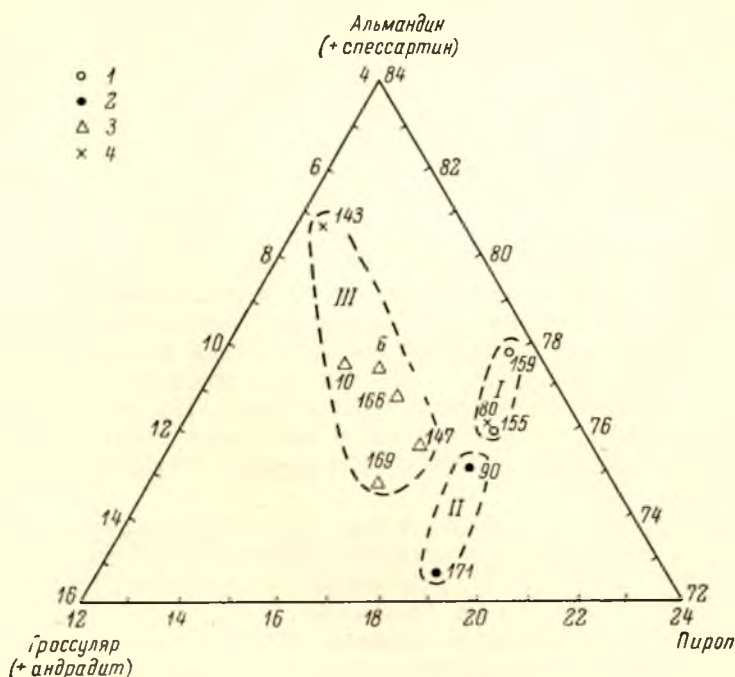


Рис. 1. Диаграмма альмандин—пироп—гроссуляр.

1 — гранато-биотитовые гнейсы вдали от жил; 2 — дистено-гранато-биотитовые гнейсы вдали от жил; 3 — дистено-гранато-биотитовые гнейсы вблизи жил; 4 — вторичные гранато-биотитовые гнейсы.

Изучение баланса привноса и выноса элементов в околожильном ореоле показало отсутствие заметного изменения содержаний петрогенных элементов. Изменение минерального состава гнейсов происходит в основном за счет перераспределения элементов между минералами.

Химический состав и параметр решетки  $a_0$  граната из вмещающих жилу гнейсов

Состав граната	Лежащий контакт (горизонт +31 м)				Висячий контакт (горизонт +31 м)			Лежащий контакт (горизонт +50 м)		Лежащий контакт (горизонт +6 м)	
	обр. 159 (25)	обр. 155 (20)	обр. 147 (7)	обр. 143 (3)	обр. 166 (7)	обр. 169 (13)	обр. 171 (17)	обр. 10 (6)	обр. 6 (4)	обр. 90 (20)	обр. 80 (11)
Альмандин	74.6	73.1	72.3	74.8	72.4	72.1	70.5	73.7	72.6	71.5	72.0
Пироп	17.8	18.3	17.0	12.6	16.0	16.6	18.8	14.6	15.4	18.3	18.4
Спессартин	3.1	2.8	3.3	5.7	4.3	2.6	2.1	3.8	4.8	3.5	3.9
Гроссуляр	2.5	3.9	5.9	4.4	3.0	2.6	2.6	4.4	6.7	5.2	3.3
Андрадит	2.0	1.9	1.5	2.5	4.3	6.1	6.0	3.5	0.5	1.5	1.4
$a_0$	11.530	11.538	11.543	11.544	11.543	11.547	11.541	11.547	11.546	11.541	11.546

Примечание. Обр. 155, 159 — первичные гранато-биотитовые гнейсы; обр. 147, 166, 169, 171, 10, 6, 90 — дистено-гранато-биотитовые гнейсы; обр. 143, 80 — вторичные гранато-биотитовые гнейсы. В скобках указано расстояние до жилы (в м). Аналитики Р. П. Эйгирд и В. А. Доильницyna.

По химическому составу (см. таблицу; рис. 1) изучаемые гранаты относятся к пиропо-альмандиновому ряду с незначительным содержанием



спессартиновой, гроссуляровой и андрадитовой составляющих. Содержание альмандиновой составляющей колеблется от 70.5 до 74.8%, пироповой — от 12.6 до 18.8%, спессартиновой — от 2.1 до 5.7%, гроссуляровой — от 2.5 до 6.7% и андрадитовой — от 0.5 до 6.1%.

Гранаты из дистено-гранато-биотитовых гнейсов (обр. 90, 171) отличаются от гранатов из гранато-биотитовых гнейсов (обр. 155, 159) большим содержанием гроссуляровой и андрадитовой составляющей и меньшим содержанием альмандиновой составляющей. Содержание пироповой и спессартиновой составляющих колеблется в близких пределах (см. таблицу). На диаграмме составов (рис. 1) все четыре образца расположились по прямой линии с почти равным содержанием пироповой составляющей (поля I и II).

В околожильном ореоле по мере изменения дистено-гранато-биотитовых гнейсов во вторичные гранато-биотитовые гнейсы (обр. 6, 10, 143, 147, 166, 169), т. е. по мере приближения к пегматитовой жиле, в составе гранатов гнейсов увеличивается содержание альмандиновой и спессартиновой составляющих и уменьшается содержание пироповой составляющей. Общее содержание гроссуляровой и андрадитовой составляющих остается практически постоянным (см. таблицу). На диаграмме составов (рис. 1) все образцы расположились в виде поля, вытянутого длинной осью почти параллельно линии альмандин (+спессартин) — пироп (поле III).

Рентгеноструктурные исследования проводились двумя способами. Были засняты дебаграммы в камерах диаметром 57.3 мм, без фильтра, использовалась трубка БСВ с железным излучением. Напряжение на трубке 35 кв, сила тока 14 ма, экспозиция 3—3.5 часа. Измерение снимков проводилось с помощью микроскопа ИЗА-2 с точностью до 0.05 мм. Измерялись расстояния между серединами симметричных линий. За окончательный результат принималось среднее арифметическое трех измерений.

Относительные интенсивности линии определялись визуально по десятибалльной шкале. Поправки углов проводились с помощью NaCl, который использовался как внутренний стандарт. На большинстве снимков наблюдалось ясное расщепление дублета  $K_{\alpha 1}$  и  $K_{\alpha 2}$  линий (864; 10. 4. 0), (10. 4. 2) и (880). Расчет параметра  $a_0$  проводился по линиям  $K_{\alpha 1}$  для всех трех линий и бралась средняя арифметическая. Проверка проводилась по линиям (800), (640), (642). Ошибка измерения параметров гранатов не превышала (0.002—0.003) Å.

Для подтверждения полученных данных использовалась съемка тех же гранатов с NaCl на дифрактометре Дрон-1, при медном излучении с никелевым фильтром. Скорость движения счетчика 2°/мин. Напряжение на трубке 35 кв, сила тока 20 ма. Вновь определялись параметры гранатов по линиям (800), (640) и (642), которые были достаточно резкими. Расхождение в параметрах, полученных двумя вышеуказанными способами, не превышало 0.003 Å.

По данным проведенных рентгеноструктурных исследований параметр решетки гранатов ( $a_0$ ) колеблется от 11. 530 до 11. 547 Å. При этом гранаты гнейсов достаточно уверенно подразделяются на три группы:

1) гранаты с параметрами решетки от 11.530 до 11.538 Å из гранато-биотитовых гнейсов вдали от жил (обр. 155 и 159);

2) гранаты с параметрами решетки 11.541 Å из дистено-гранато-биотитовых гнейсов вдали от жил (обр. 90 и 171);

3) гранаты с параметрами решетки от 11.543 до 11.547 Å из вторичных гранато-биотитовых, а также из дистено-гранато-биотитовых гнейсов

без видимых макроскопических следов изменения вблизи пегматитовой жилы (обр. 6, 10, 80, 147, 166, 169).

Таким образом, при переходе от гранато-биотитовых гнейсов к грубозернистым дистено-гранато-биотитовым гнейсам в составе гранатов увеличивается содержание гроссуляро-андрадитовой составляющей и уменьшается содержание альмандиновой составляющей. Замещение в составе гранатов ионов  $\text{Fe}^{+2}$  более крупными ионами Ca приводит к увеличению параметра решетки гранатов.

Изменение гнейсов на контакте с пегматитовыми жилами сопровождается увеличением в составе гранатов содержания альмандиновой и спессартиновой составляющей и соответствующим уменьшением содержания пироповой составляющей. Замещение в составе гранатов ионов Mg

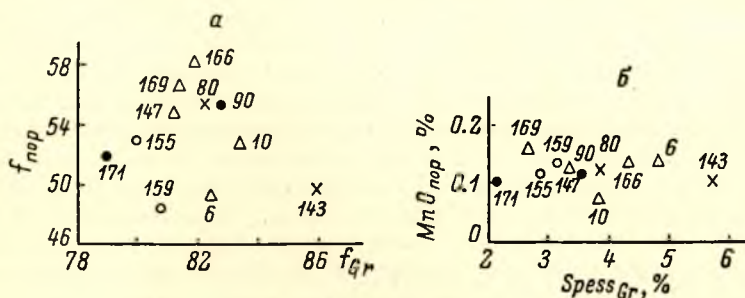


Рис. 2. Зависимость состава граната от состава пород.

а — зависимость железистости граната от железистости породы; б — зависимость содержания спессартина в гранате от содержания марганца в породе.

более крупными ионами  $\text{Fe}^{+2}$  и Mn приводит к еще большему увеличению параметра решетки граната.

Изменение параметра решетки гранатов, как и их составов, незначительно, но достаточно устойчиво.

Как известно, изменение состава минералов, в частности граната, в условиях одной метаморфической провинции может определяться составом породы, а также температурой и давлением. В нашем случае зависимости железистости граната от железистости породы, а также содержания спессартина в гранате от содержания MnO в породе не наблюдается (рис. 2). Следовательно, отмечавшиеся изменения состава гранатов в гнейсах фиксируют изменение термодинамических параметров.

Характер изменения минерального состава гнейсов в околожильном ореоле (образование гидроксилсодержащих минералов за счет безводных) свидетельствует о понижении температуры в околожильной зоне. Уменьшение температуры должно было бы способствовать, вероятно, уменьшению параметра решетки гранатов. Увеличение же  $a_0$  гранатов в гнейсах свидетельствует, очевидно, главным образом о влиянии уменьшения давления в околожильной зоне, что способствует замещению крупными ионами более мелких.

Изменение состава и параметра решетки гранатов в гнейсах достаточно надежно отражают изменения геологической обстановки. Увеличение железистости и марганцовистости гранатов, а также увеличение  $a_0$  гранатов до  $11.543 \text{ \AA}$  и более в совокупности с другими поисковыми признаками могут быть использованы при поисках слюдоносных пегматитовых жил, в том числе и слепых.

#### ЛИТЕРАТУРА

Сафронова Г. П. 1968. Минералогические и геохимические особенности эоконтактовых ореолов слюдоносных пегматитов Северной Карелии. Сов. геология, № 6.



**НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ  
ПРОДУКТИВНЫХ ГНЕЙСОВ ЧУПИНО-ЛОУХСКОГО РАЙОНА  
(СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)**

В статье приводятся данные о распределении редких и рассеянных элементов в глазных породообразующих минералах глиноземистых гнейсов и аплитовидных пород месторождений мусковита Северной Карелии.

Всего было обработано около 1200 мономинеральных проб, в том числе проб плагиоклаза — 179, биотита — 345, кварца — 236, граната — 260, дистена — 75 и мусковита — 86. Отбор проб производился из штучков горных пород весом не менее 1 кг, собранных из естественных обнажений, керн буровых скважин и подземных горных выработок,

Методика лабораторного отбора минералов сводилась к дроблению штучков до 1 мм, фракционированию раздробленного материала с помощью сит 0.5 мм и 0.25 мм с последующим разделением минералов в тяжелых жидкостях и на электромагните. Окончательная сортировка отобранного материала производилась под биноклем. Определение содержания элементов в мономинеральных пробах производилось методом полуквантитативного спектрального анализа в Центральной химической лаборатории СЗТГУ. Кроме того, из каждого штучка породы изготовлялся петрографический шлиф. Оценка содержаний минералов в шлифах в дальнейшем использовалась для составления баланса элементов в изученных породах (Таусон, 1961; Шоу, 1969).

Рассматриваемые месторождения располагаются среди глиноземистых гнейсов в разных частях разреза пород чупинской свиты: в средней части разреза — горизонт 5, в верхней его части — горизонты 10 и 11 (по Е. П. Чуйкиной).

Горизонт 5 сложен разнозернистыми, в основном мелко- и среднезернистыми очковыми гранато-биотитовыми гнейсами, заключающими крупные тела аплитовидных пород. Прослой среднезернистых полосчатых дистено-гранато-биотитовых гнейсов встречаются ограниченно. Породы горизонта 10 в общем близко напоминают гнейсы горизонта 5, отличаясь от них слабым проявлением порфировластеза. Гнейсы 11 горизонта представлены в основном средне- и крупнозернистыми дистено-гранато-биотитовыми полосчатыми разностями, к которым и приурочены почти все промышленные слюдоносные пегматитовые жилы.

В табл. 1 дается представление о содержаниях породообразующих минералов в гнейсах и аплитовидных породах. Известно, что на количественную оценку содержания ряда элементов в породообразующих минералах большое влияние оказывают включенные в них акцессорные минералы: циркон, монацит, апатит, рутил, ортит, реже турмалин и сфен. Большая часть перечисленных акцессорных минералов обнаружена в сростании с биотитом и гранатом. Нами был произведен учет частоты встречаемости акцессорных минералов в каждой из четырех литологических групп: дистено-гранато-биотитовых, гранато-биотитовых, биотитовых гнейсах и аплитовидных породах (табл. 1).

В породообразующихся минералах определялось содержание 22 редких и рассеянных элементов. Из табл. 2 видно, что содержание элементов в данном минерале, извлеченном из разных пород, не остается одинаковым.

Интересно, что при сопоставлении геохимических особенностей минералов глиноземистых гнейсов и аплитовидных пород независимо от положения тех и других в разрезе оказывается, что первые в большей степени обогащены Be, Ti, Pb, Cr, Ni, Mo, V, Ce, реже Sn, Zn, Y, Co, Sr и обеднены

**Содержание породообразующих минералов в гнейсах по данным количественных подсчетов в шлифах и частота встречаемости акцессорных минералов**

Минералы	Горизонты 10 и 11				Горизонт 5			
	дистено-гранато-биотитовый гнейс (ср. по 75 шл.)	гранато-биотитовый гнейс (ср. по 26 шл.)	биотитовый гнейс (ср. по 19 шл.)	аплитовидная порода (ср. по 26 шл.)	дистено-гранато-биотитовый гнейс (ср. по 37 шл.)	гранато-биотитовый гнейс (ср. по 30 шл.)	биотитовый гнейс (ср. по 30 шл.)	аплитовидная порода (ср. по 13 шл.)

**Содержание минералов, %**

Плагиоклаз . . . . .	42.6	48.3	55.0	55.0	46.0	52.0	58.0	50.7
Кварц . . . . .	23.8	25.8	24.0	36.0	26.0	25.0	26.0	39.4
Биотит . . . . .	20.4	16.8	17.0	5.0	18.0	14.0	12.0	3.6
Гранат . . . . .	5.3	3.5	2.0	1.0	5.0	3.0	1.0	1.0
Мусковит . . . . .	2.7	2.0	1.0	1.0	2.0	1.0	1.0	2.2
Дистен . . . . .	2.5	—	—	—	2.0	—	—	1.1
Акцессорные минералы . . . . .	2.7	3.6	1.0	2.0	1.0	6.0	2.0	2.0

**Частота встречаемости акцессорных минералов, % от общего количества акцессорных минералов**

Циркон . . . . .	88	100	78	77	87	77	93	54
Апатит . . . . .	84	100	44	77	59	70	87	54
Рутил . . . . .	53	44	—	15	65	2	23	7.7
Ортит . . . . .	42	50	44	27	43	40	57	15.4
Монацит . . . . .	41	31	44	15	19	20	7	15.4
Рудные . . . . .	91	81	44	50	35	47	50	15.4
Эпидот . . . . .	10	—	44	4	13	13	23	15.4
Турмалин . . . . .	—	6	—	—	5	—	—	7.7

Ва и Mn. Более того, литологически сходные породы в разных частях стратиграфического разреза чупинской свиты с этой точки зрения не являются геохимически однотипными (табл. 2). Так, относительные содержания и частота встречаемости элементов в минералах (особенно в дистено-гранато-биотитовых разностях) горизонтов 10 и 11 оказываются более высокими, чем в тех же породах горизонта 5 (табл. 3).

Интересные результаты были получены при сопоставлении геохимических особенностей минералов дистено-гранато-биотитовых и гранато-биотитовых гнейсов, слагающих рудные и безрудные участки одного из месторождений. К околорудным участкам отнесено пространство шириной не менее 150 м, примыкающее к группе (кусту, зоне) пегматитовых жил. В данном случае ширина околорудного участка установлена по результатам изучения ореолов рассеяния элементов (Арутюнов, 1969). Из табл. 4 и расчетов видно, что в минералах дистено-гранато-биотитовых гнейсов из рудной зоны содержания Sn, Cu, La, Ba, Ti, Cr, Ni и V увеличиваются в 2—8 и более раз по сравнению с теми же минералами дистено-гранато-биотитовых гнейсов, расположенных вне рудной зоны. Последние обогащаются Be, Y, Yb, Sc, Sr и Pb. Соответственно в минералах гранато-биотитовых гнейсов рудной зоны накапливаются Sn, Ba, Ti, Cr, Ni, V, Mn, Mo, Y, Be и убывают Ga, La, Cu, Ag, Zn. Любопытно, что Cu и La накапливаются в рудной зоне в минералах дистено-гранато-биотитовых гнейсов, а Be и Y имеют при этом тенденцию к концентрации в минералах гранато-биотитовых гнейсов.

Приведем содержания элементов в валовых пробах дистено-гранато-биотитовых гнейсов в нерудных и рудных участках горизонтов 10 и 11:



Распределение элементов в минералах главных типов метаморфических горных пород (по средним значениям)

Химические элементы	Горизонты 10, 11					Горизонт 5				
	биотит	гранат	плаггиоклаз	кварц	мусковит	биотит	гранат	плаггиоклаз	кварц	мусковит
Ba	Б, А, В, Г	В, Г, А, Б	Г, В, Б, А	В, Г, Б, А	А, Б, Г, В	Г, В, (Б, А)	Б, Г, В, А	Г, (В, Б, А)	Б, А, (Г, В)	Б, (В, Г), А
Be	А, (Г, Б), В	А	(Б, В, Г), Г	(А, Б, В), Г	Г, (А, В), Б	Б, (В, Г), А	—	А, В, (Б, Г)	А, (Б, В), Г	(А, Б, В, Г)
Ti	А, Б, В, Г	(А, Б), (В, Г)	А, Б, В, Г	В, (А, Б), Г	А, Б, Г, В	(В, Б, А), Г	А, (Б, В, Г)	Б, (В, А), Г	А, (Б, В, Г)	(Б, В), (Г, А)
Mn	В, Г, Б, А	Г, Б, В, А	(А, Б, В, Г)	(А, Г), (Б, В)	(Б, Г), А, Б	В, (А, Г), Б	Г, В, Б, А	В, (Б, Г), А	В, (Г, Б, А)	А, (В, Г), Б
Pb	В, (А, Б, Г)	А, Б, В, Г	(А, В, Г), Б	В, (Б, Г), А	А, Б, Г, В	(Б, Г)	(В, Г)	Г, (В, Б), А	А, Б, В, Г	(А, Б), (В, Г)
Cr	Г, (Б, А), В	А, (Б, Г), В	В, (А, Г), Б	А, (Б, В), Г	Б, Г, (А, В)	(А, Б), В, Г	(А, Б, В, Г)	В, Б, (А, Г)	Б, В, Г, А	Б, (А, В), Г
Ga	В, (Г, А), Б	В, (А, Б), Г	(А, В), (Б, Г)	В, (А, Б), Г	А, (Б, Г), В	(Б, В, Г, А)	Г, В, Б, А	А, Б, В, Г)	А, Б, В, Г	А, Г, В, Б
Sn	Г, (А, Г)	В	(Б, Г)	Б, А, Г	Г, А, Б, В	(Б, Г)	—	В	(А, В, Г)	(Б, В), Г, А
Ni	(А, Б, В), Г	А, Б, (В, Г)	Г, В, Б, А	(В, А), (Б, Г)	Б, А, (В, Г)	(Б, В), Г, А	(Б, Г, В), А	Б, (А, В, Г)	(Б, А, В), Г	А, В, (Б, Г)
Mo	А, (Б, В), Г	Б, Г, А, В	А, В, Б, Г	А, Б, В, Г	Б, А, Г	(А, В), Г	(В, Г), А	А, В, Г	(А, В, Г)	(В, Г)
V	(А, Б), В, Г	(Б, А), Г	А, Б, В, Г	А, Г, Б, В	Б, А, Г, В	(А, Б, В), Г	(А, Б, В, Г)	Б, (В, А, Г)	(Б, А), (В, Г)	А, Б, В, Г
Ce	Г, Б	(В, Г), А, Б	Б, А, (Г, В)	А, Г, Б	(А, Г)	—	В, (А, Б, Г)	В, Б, (А, Г)	(А, Б), В, Г	В, Г
La	Г, А, Б, В	В, Г, А, Б	А, В, (Б, Г)	(А, Г), (Б, В)	(А, Г), Б, В	В, Б, Г	(В, Б, Г)	В, (Б, А, Г)	(А, Б), В, Г	(В, Г)
Cu	(Г, А, Б), В	А, Б, В, Г	В, (Б, А, Г)	В, Б, А, Г	А, В, (Б, Г)	(А, Б, В, Г)	В, Б, (Г, А)	(А, Б, В, Г)	В, Б, (А, Г)	Б, В, Г, А
Ag	(А, Б, Г), В	Г, (Б, А, В)	Г, (А, Б), В	(Б, А), Г, В	(А, Б, В), Г	(А, В, Б, Г)	(Б, В, Г), А	(А, Б, В, Г)	(Б, В, Г, А)	(А, Г, Б, В)
Y	(В, Г)	Б, Г, А, В	В, Б, (А, Г)	Г, А, Б	(В, Г), А	—	(Б, В, А), Г	(Б, В, А), Г	Б	Б
Zn	В, Г, (А, Б)	Г, В, (Б, А)	В, А	В, (Б, Г, А)	Г	(А, Г, В, Б)	А, Б, В, Г	—	А	В, Г
Zr	(В, Г, Б, А)	(Б, Г, А, В)	(Б, В), А, Г	Б, (А, В), Г	Б, А, Г, В	(А, Б, В, Г)	В, (А, Б), Г	Б, (В, А), Г	В, (Г, Б, А)	(А, Б, В), Г
Co	(А, Б), Г, В	А, Б, (В, Г)	В, (А, Б), Г	А, (Б, В, Г)	Б, А, В, Г	(Б, В, Г, А)	(Г, А, Б, В)	В, Б, Г	(А, Б, В), Г	А, Б
Sr	Г, В, (Б, А)	А, (В, Г), Б	Б, (А, В, Г)	В, А, Г, Б	Г, В, (А, Б)	(А, В), (Б, Г)	А	Г, (А, Б)	Б, (А, В), Г	Б, В, Г
Sc	(А, В), Б, Г	Б, (А, Г, В)	(Б, В), А	Б, (А, Г)	(А, В), Б, Г	А, Б, (В, Г)	(Г, А), (В, Б)	(В, Б, Г)	В, А	(Б, А, В), Г
Yb	—	(Б, Г), А, В	(А, Г)	(А, Г)	(Г, А), В	—	Г, (В, Б, А)	(В, Б, А)	—	—

Примечание. А, В, Г, Б — породы, расположенные в порядке уменьшения содержания элементов: А — дистено-гранато-биотитовый гнейс, В — биотитовый гнейс, Б — гранато-биотитовый гнейс, Г — аплитовидная порода; в скобках — одинаковые или близкие значения содержаний элементов.

Таблица 3

Сопоставление содержаний элементов в минералах однотипных пород горизонтов 10, 11 и 5 по результатам мономинерального баланса

Химические элементы	Дистено-гранато-биотитовые гнейсы		Гранато-биотитовые гнейсы		Биотитовые гнейсы	
	горизонты 10, 11	горизонт 5	горизонты 10, 11	горизонт 5	горизонты 10, 11	горизонт 5
Ba	Bi, Pl, Mu, (Gr, Ky, Q)	Pl, Bi, Mu, (Q, Gr, Ky)	Bi, Pl, Mu, (Q)	Pl, Bi, Q—Mu, (Gr)	Pl, Bi, (Q, Gr, Mu)	Pl, Bi, Mu, (Q, Gr)
Be	Pl, (Q, Bi) Mu, (Gr—Ky)	Pl, Q, (Bi), Mu, (Ky)	Pl, (Q, Bi, Mu)	Pl, Q, (Bi), Mu	Pl, Q (Bi), Mu	Pl, (Q, Bi, Mu)
Ti	Bi, Mu, Pl, Q, Gr, Ky	Bi, Pl—Mu, Q—Gr, Ky	Bi, Mu, Pl, Q, Gr	Bi, Pl, Mu, Q, Gr	Bi, Pl, Q, Mu, Gr	Bi, Pl, Q, Gr, Mu
Mn	Gr, Bi, Pl, Q, Ky, Mu	Gr, Pl, Bi—(Q), Mu, (Ky)	Gr, Bi, Pl, (Q), Mu	Gr, Bi, Pl, Q, Mu	Gr, Bi, Pl, Q, Mu	Gr, Pl, Q, Bi, Mu
Pb	Pl, (Q, Mu, Bi, Ky, Gr)	Pl, (Q, Ky), Mu	Pl, Q, (Bi, Mu, Gr)	Pl, Q, Mu	Pl, (Q, Bi, Mu—Gr)	Pl, (Q, Bi, Mu, Gr)
Cr	Bi, Ky, Gr, Q, (Mu, Pl)	Bi, Ky—Gr, Mu—(Q—Pl)	Bi, Mu, Gr, (Pl, Q)	Q, Bi, Pl, Mu—(Gr)	Bi, Pl, (Q, Cr, Mu)	Bi, Pl, Mu—Gr—(Q)
Ga	Pl, Bi, Q, Mu—Ky, (Gr)	Pl, Bi, Q, Mu, Ky, Gr	Pl, Bi, Q, Mu, (Gr)	Pl, Bi, Q, Gr—Mu	Bi, Pl, Q, Mu, Gr	Pl, Bi, Q, Mu, Gr
Sn	(Q, Bi, Mu, Ky)	(Q, Mu)	(Q, Pl), Mu	— — —	(Bi, Mu—Gr)	(Mu, Pl, Q, Bi)
Ni	Bi, (Pl), Gr, (Q)—Mu, (Ky)	Bi, (Pl—Q), Mu—Ky—(Gr)	Bi, (Pl, Q, Gr), Mu	Bi, Pl, Q (Gr), Mu	Bi, Pl, (Q), Gr—Mu	Bi (Pl, Q), Mu—Gr
Mo	(Pl, Q, Bi, Gr, Mu, Ky)	(Pl, Q—Bi), Gr	(Bi, Pl, Q, Gr, Mu)	— — —	(Pl, Q, Bi, Gr)	(Pl, Q, Bi, Mu, Gr)
V	Bi, Mu, Ky—Pl, Gr—(Q)	Bi, Mu—Ky, (Pl—Q), Gr	Bi, Mu, Gr, (Q, Pl)	Bi, Q—Pl, Mu, Gr	Bi, (Q—Pl), Mu	Bi, Mu, (Pl, Q), Gr
La	(Pl, Q, Mu, Bi, Gr—Ky)	(Pl, Q, Ky)	(Pl, Q, Mu, Bi, Gr)	Pl, (Q, Bi, Gr)	(Pl, Q, Bi—Gr—Mu)	Pl, (Q, Bi, Mu, Gr)
Cu	Pl, Q, Bi, Gr, Ky, Mu	Pl, Bi, Q, Mu—Gr—Ky	Pl, Q, Bi, Gr, Mu	Pl, Q—Bi—Gr—Mu	Pl, Bi, Q, Gr, Mu	Pl, Q, Bi, Gr, Mu
Ag	(Pl), Q, (Bi), Ky, (Gr—Mu)	Pl, (Q), Bi, Gr—Ky, Mu	Pl, Q, (Bi, Gr), Mu	Pl, Q, Gr—Bi, Mu	(Pl, Q, Bi, Gr), Mu	Pl, (Q, Bi), Gr, (Mu)
Y	Gr, (Pl, Q, Mu, Ky)	Gr, (Pl)	Gr, (Pl, Q)	(Pl, Mu, Q), Gr	Gr, (Pl, Bi, Mu)	Gr, (Pl)
Zn	(Bi, Gr, Pl, Q, Ky)	Bi, (Gr, Q)	(Bi, Gr, Q)	(Bi, Gr)	Bi, (Pl, Q—Gr)	(Bi, Gr, Mu)
Zr	Pl—Bi—Q, Gr, Mu—Ky	Pl, Bi, Q, Gr, Ky, Mu	Pl, Q, Bi, Mu, (Gr)	Pl, Bi, Q, Gr, Mu	Pl, Bi, Q, Gr, Mu	Pl, Q, Bi, Mu, Gr
Co	Bi, (Gr), Q—Pl—Ky, Mu	Bi, Gr, (Q, Ky)	Bi, (Gr, Pl, Q, Mu)	Bi, (Q, Pl), Gr	Bi, (Pl, Q, Gr, Mu)	(Pl), Bi, (Q), Gr, (Mu)
Sr	Pl, (Q, Bi, Gr—Mu)	Pl, (Q, Bi, Gr)	Pl, (Q, Bi, Mu, Gr)	Pl, (Q, Mu, Bi)	Pl, Q (Gr, Mu—Bi)	(Q, Bi, Mu)
Sc	Gr, Bi, Mu, (Pl, Q, Ky)	Gr, Bi, Mu, (Q)	Gr, Bi, (Mu, Pl, Q)	Bi, (Gr, Mu, Pl)	Bi, Gr, (Pl, Mu)	Bi, Gr, (Pl), Mu, (Q)
Yb	Gr, (Pl, Q, Mu)	Gr, (Pl)	Gr	(Gr, Pl)	Gr, (Mu)	(Pl), Gr

Примечание к табл. 3 и 4. Pl, Bi, Mu, Q, Gr — минералы, расположенные в порядке относительного уменьшения содержания элементов; Q—Gr — одинаковые или близкие содержания; в скобках — частота встречаемости элемента в минералах < 100%; полужирным — высокое содержание элемента в данном минерале.



	Нерудный участок (ср. из 13 пр.)	Рудный участок (ср. из 43 пр.)		Нерудный участок (ср. из 13 пр.)	Рудный участок (ср. из 43 пр.)
Ba	0.046	0.037	La	0.0019	0.0010
Be	0.00023	0.00023	Cu	0.0044	0.0032
Ti	0.59	0.55	Ag	0.00014	0.00016
Mn	0.045	0.048	Y	0.00057	0.00058
Pb	0.00047	0.00063	Zn	0.0012	0.0018
Cr	0.03	0.021	Zr	0.0049	0.0047
Ga	0.0049	0.0047	Co	0.0017	0.0015
Sn	0.000095	0.000044	Sr	0.03	0.03
Ni	0.0086	0.0083	Sc	0.0017	0.0015
Mo	0.00035	0.00022	Yb	0.00007	0.00006
V	0.029	0.033			

При сравнении результатов валовых проб с мономинеральными (табл. 4) можно видеть несоответствие по относительному распределению Ba, P, Cr, Sn, La и Cu в рудных и в нерудных участках. В связи с этим отметим, что акцессорные минералы в валовых пробах из рудных участков концентрируют эти элементы в 1.5—3 раза в меньших количествах, чем те же акцессорные минералы в пробах из нерудных зон. Установлено, что такое обеднение акцессориев указанными элементами в рудных участках связано с частичным перераспределением их между минералами гнейсов. Например, содержание Ba в породообразующих минералах дистено-гранато-биотитовых гнейсов в рудной зоне составляет 72.6% (от 100% в валовой пробе), в нерудной — 37.43%; в акцессорных же минералах содержание Ba в рудной зоне 27.4%, в нерудной — 62.57%.

Таблица 4

**Изменение содержания элементов в минералах горных пород, расположенных в рудных и нерудных участках горизонтов, по результатам мономинерального баланса**

Химические элементы	Дистено-гранато-биотитовые гнейсы		Гранато-биотитовые гнейсы	
	рудный участок	нерудный участок	рудный участок	нерудный участок
Ba	Bi, Pl, Mu, (Q), Gr, Ky	Bi, Pl, Mu, (Q, Gr, Ky)	Pl, Bi, Mu, (Q), Gr	Bi, Pl, (Q, Gr)
Be	Pl, (Q, Bi), Mu, (Gr, Ky)	Pl, Q, Bi, (Gr), Mu, (Ky)	Pl, (Q), Bi, (Mu—Gr)	Bi, (Q, Bi)
Ti	Bi, Mu, Pl, Q, Gr, Ky	Bi, Pl—Gr—Mu, Q, Ky	Bi, Mu, Pl, Q, Gr	Bi, Pl, Q, Gr
Mn	(Gr), Q, Bi, Pl, Mu, Ky	Gr, Bi, (Pl), Q, Ky, Mu	Gr, Bi, (Pl), Q, Mu	Gr, Bi, Pl—Q
Pb	Pl, Mu, Q, (Bi, Ky, Gr)	Pl, (Q, Bi, Mu, Ky—Gr)	Pl, (Q, Bi, Mu, Gr)	Pl, Q, (Bi, Gr)
Cr	Bi, Mu, Pl—Q, Gr, Ky	Bi, Ky, (Mu), Gr, (Pl—Q)	Bi, Mu, (Q, Pl), Gr	Bi, (Gr—Q, Pl)
Ga	Pl, Bi, Mu—Q, Ky, (Gr)	Pl, Bi, Q, Ky, Mu, Gr	Pl, Bi, Q, Mu, Gr	Pl, Bi—Q, (Gr)
Sn	(Q, Mu, Bi, Ky)	(Q, Bi—Mu, Ky—Gr)	(Q, Pl), Mu	(Q)
Ni	Bi, Pl, Q, Mu—Gr, Ky	Bi, (Pl—Q)—Gr—Ky—Mu	(Pl, Bi, Gr, Mu, (Q)	Bi, Q, (Pl, Gr)
Mo	(Pl, Q, Bi, Mu, Gr, Ky)	Pl, Q, Bi, Gr, Ky, Mu	(Pl, Q, Bi, Gr, Mu)	(Q, Gr, Bi)
V	Bi, Mu, (Pl)—Q—Ky—Gr	Bi, Ky (Pl)—Gr—Mu(Q)	Bi, Mu (Q, Pl)—Gr	Bi, (Q), Gr, (Pl)
La	(Pl, Q), Mu, (Bi, Ky, Gr)	(Pl—Q, Mu—Gr—Ky—Bi)	(Pl, Q, Mu, Bi, Gr)	(Q, Bi, (Gr)
Cu	Pl, Q, Bi, Gr, Mu, Ky	Pl—Q, Bi, Gr—Ky, Mu	Pl, Q, Bi, Gr, Mu	Pl, Q, Bi, Gr
Ag	(Pl), Q, (Bi), Mu, Ky, (Gr)	Pl, Q, Ky, (Bi, Gr, Mu)	Pl, (Q, Bi, Mu, Gr)	Pl, (Bi), Q, (Gr)
Y	Gr, (Pl, Mu, Q, Ky)	Gr, (Pl, Q, Ky—Mu)	Gr, (Pl, Q, Bi)	(Gr, Q)
Zn	(Bi, Pl, Gr, Q)	(Bi, Gr, Q, Ky)	(Bi, Gr)	(Bi, (Q—Gr)
Zr	Pl, Bi—Q, Mu, Gr, Ky	Bi, Q, Pl, Gr, Ky, Mu	Pl, Q, Gr, Mu, Bi	Q—Pl, Bi, (Gr)
Co	Bi, (Pl—Gr, Q—Ky, Mu)	Bi, Gr, (Q—Ky, Pl, Mu)	Bi, Gr, (Pl, Q—Mu)	Pl, (Q—Gr)
Sr	Pl, (Q, Mu, Bi, Gr)	Pl, (Q, Bi, Mu, Gr)	(Pl, Q, Bi, (Mu), Gr	Pl, (Q, Bi, Gr)
Sc	Gr, (Bi)—Mu, (Pl, Q, Ky)	Gr, Bi, Mu, (Pl, Q), Ky	Gr, (Bi), Mu, (Pl)	(Bi, Gr, Q)
Yb	Gr, (Pl, Bi, Mu, Q, Ky)	Gr, (Q—Pl, Ky—Mu)	Gr	Gr

Примечание. Условные обозначения см. к табл. 3.

В настоящее время составляется геохимический баланс главных типов вмещающих пород месторождений района. Нет сомнения в том, что изучение поведения элементов-индикаторов пегматитового процесса позволит в ближайшее время на основе эталонных таблиц фоновых содержаний этих элементов приблизиться к решению задач поисков слюдоносных жил на ряде промышленных месторождений района.

## ЛИТЕРАТУРА

А р у т ю н о в Г. М. 1969. Результаты определений содержания рассеянных элементов в биотите вмещающих пород на различном удалении от слюдоносной пегматитовой жилы. Тр. Инст. геологии КФАН СССР, вып. 4, Петрозаводск.

Т а у с о н Л. В. 1961. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд. АН СССР, М.

Ш о у Д. М. 1969. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Изд. «Недра», М.

---

*А. Я. Возменцев*

### О КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКЕ РОЛИ ПОДСТИЛАЮЩИХ ПОРОД В ФОРМИРОВАНИИ СЛЮДЯНЫХ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ

Вопрос о роли подстилающих пород в формировании пегматитовых жил уже длительное время служит предметом дискуссии. Наиболее детально обоснованный В. Д. Никитиным (1959) этот вопрос может быть назван своего рода «пробным камнем», на котором проверяются взгляды исследователей на природу пегматитов.

Оценка роли состава подстилающих пород в формировании пегматитовых жил представляется весьма сложной задачей. Серьезным препятствием на пути решения этого вопроса является крайне неоднородное в отношении вещественного состава строение толщ, испытавших неоднократные пликативные и дизъюктивные нарушения.

В предлагаемой статье показана зависимость качества слюдяных жил от удаления их от «непродуктивных» амфиболо-биотитовых гнейсов на примере одного из детально изученных месторождений Северной Карелии. Породы, слагающие месторождение, представлены гнейсами архейского возраста и относятся к беломорскому комплексу. Выделяются следующие разновидности гнейсов: дистено-гранато-биотитовые, гранато-биотитовые и лейкократовые микроклинсодержащие биотитовые и амфиболо-биотитовые.

Дистено-гранато-биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы отличаются от лейкократовых биотитовых и амфиболо-биотитовых гнейсов более высокой глиноземистостью и меньшей щелочностью. Кроме того, по данным К. А. Шуркина и др. (1962), Л. Л. Гродницкого и В. В. Зарубина (устные сообщения) глиноземистые гнейсы обнаруживают преобладание глинозема в дистено-гранато-биотитовой разности, а щелочи — в гранато-биотитовой. Заметно также большее содержание железо-магнезиальных компонентов в дистено-гранато-биотитовых гнейсах.

В строении месторождения принимают участие также частично или полностью амфиболизированные основные и в меньшей мере ультраосновные породы (габбро-нориты, пироксениты и др.). Линзовидные тела этих пород локализируются близ контактов различных по составу толщ либо рассекают их.

При общем северо-северо-западном простираии и пологом восточном падении гнейсовых толщ на двух участках месторождения (северном и южном) отчетливо наблюдаются две крупные антиклинальные складки с субширотным простираием осевых линий. На участке между этими складками породы имеют пологое моноклиналиное залегание. Согласно геофизическим данным, а также наблюдениям Е. П. Чуйкиной и С. И. Драванта, на месторождении предполагается существование несколь-



ких зон дизъюнктивных нарушений северо-восточного и северо-западного простирания, которые по-видимому, осложняют крылья и замковые части отмеченных складок.

По данным разведочного бурения, обе складки содержат (главным образом в замковых частях) согласные линзовидные тела лейкократовых пород (мощностью до 400 м) — биотитовых и амфиболо-биотитовых гнейсов, а также аплитовидных пород.

Пегматитовые жилы месторождения имеют субмеридиональное простирание и западное падение (с углами от 45 до 90°). Абсолютное большинство промышленных жил сосредоточено в пределах двух отмеченных складок. В средней части месторождения (с моноклинным залеганием гнейсов) не встречено ни одной заслуживающей внимание жилы. Наиболее крупные жилы как бы «нанизаны» на осевые линии складок.

Согласно данным П. П. Скабичевского, Л. Я. Сидоренко и Е. П. Чуйкиной, пегматитовые жилы выполняют разрывные нарушения, контролируемые складками разных порядков.

Поисково-разведочные работы на месторождении показывают, что промышленные на мусковит жилы залегают среди глиноземистых и лейкократовых биотито-амфиболовых гнейсов и подстилаются только глиноземистыми гнейсами. Жилы, непосредственно подстилающиеся лейкократовыми биотито-амфиболовыми гнейсами, независимо от состава боковых пород, не содержат промышленного ослюдоения. Качественная характеристика слюды также обнаруживает связь с непосредственно подстилающими жилы породами. Мусковит высокого качества имеется в жилах, подстилаемых глиноземистыми гнейсами. Жилы, подстилающиеся лейкократовыми («непродуктивными») гнейсами, характеризуются преобладанием биотита над мусковитом весьма невысокого качества.

Для доказательства ведущей роли в слюдонасыщении непосредственно подстилающих пород необходима оценка их мощностей.

Для построения графика зависимости слюдонасыщения<sup>1</sup> пегматитовых жил от мощностей непосредственно подстилающих их глиноземистых гнейсов использованы материалы геологоразведочных и эксплуатационных работ (см. рисунок).

Из графика видно, что существует особая криволинейная зависимость (в виде параболы) между слюдонасыщением в жилах и удалением последних от «неблагоприятных» пород.

Выделенные на графике поля типов жил, по классификации Л. Л. Гродницкого, обнаруживают довольно четкую локализацию в разрезе (кроме жил I типа) и вместе с тем объединяются в единый закономерный ряд. Жилы II типа наиболее удалены от «неблагоприятных» пород (мощность подстилающих жилы глиноземистых гнейсов составляет от 150 до 300 и более метров). Жилы IV типа занимают самое низкое положение в разрезе — удаление их от лейкократовых биотито-амфиболовых гнейсов составляет не более 80 м. Жилы III типа занимают промежуточную позицию (на расстоянии от 40 до 210 м). Они отличаются разнообразным положением в разрезе. Верхняя ветвь параболы обнаруживает в целом обратную, а нижняя — прямую пропорциональную зависимость анализируемых величин. Иначе говоря, слюдонасыщение в жилах II типа увеличивается, сближаясь со слюдонасыщением лучших жил III типа. Максимальное слюдонасыщение появляется в отдельных жилах III типа. По мере дальнейшего приближения жил к «неблагоприятным» породам III тип жил сближается с IV.

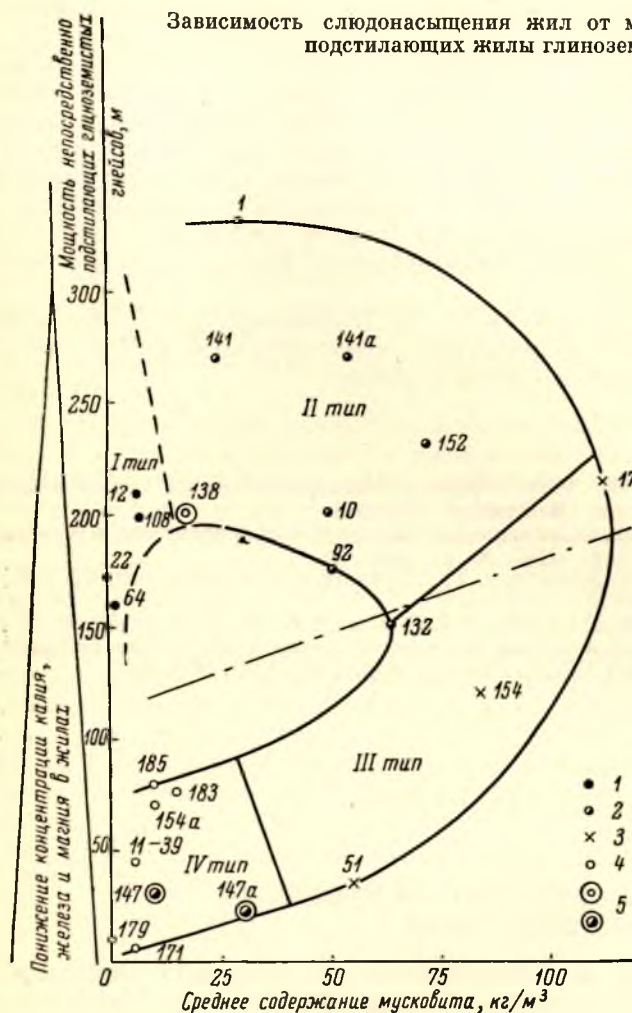
---

<sup>1</sup> Дается только количественная оценка слюдонасыщения, т. е. средние содержания мусковита по жилам.

Первый тип жил (непромышленный) не обнаруживает отчетливой связи с мощностью подстилающих глиноземистых гнейсов.

На графике можно довольно отчетливо проследить связь количества и качества полевых шпатов, главным образом микроклина, с типами жил и их положением в разрезе.

Второй тип жил — безмикроклиновый. Плагиноклаз в жилах молочно-белого цвета, местами (жила 10) водяно-прозрачный.



1 — небольшие слабо дифференцированные жилы плагиноклазового пегматита преимущественно неяснографической структуры (I тип); 2 — четко дифференцированные (с кварцевой осью) жилы с хорошо развитым плагиноклазовым пегматитом пегматоидной и блоковой структур, с крупнокристаллическим мусковитом и кварц-мусковитовым комплексом (II тип); 3 — четко дифференцированные (с кварцевой осью) жилы с микроклином, крупнокристаллическим мусковитом и кварцево-мусковитовым комплексом (III тип); 4 — участково-зональные жилы с значительным содержанием микроклина (IV тип); 5 — жилы, положение которых в разрезе не соответствует указанным типам жил.

Третий тип жил характеризуется наличием блокового микроклина в переменном количестве — от минимального в жиле 17 до значительного в жиле 51 (микроклин из этой жилы извлекался попутно с мусковитом). Весьма показательной является окраска микроклина в жилах этого типа: микроклин жилы 17 молочно-белый, иногда с едва заметным сероватым оттенком, жила 154 содержит микроклин с преобладающим желтовато-зеленовато-серым цветом, в жиле 51 преобладают блеклые зеленовато-желтоватые оттенки цвета микроклина.

Четвертый тип жил отличается от III типа еще большим количеством микроклина. Крупные жилы этого типа, очевидно, могут разрабатываться комплексно, т. е. с извлечением мусковита, микроклина и кварца. Преобладающий цвет микроклина желтый («кремовый»). Некоторые жилы



этого типа содержат микроклин бледного оранжево-желтого цвета (жилы 179, 11-39).

В жилах II типа проследить отмеченные выше закономерности в отношении полевых шпатов не удастся.

Таким образом, для промышленных на мусковит типов жил можно констатировать увеличение содержаний микроклина от II типа к IV, а также закономерное усиление окрасок микроклина, отвечающее спектру дополнительных цветов при расширении полосы поглощения от фиолетового до красного.

Проведенный с использованием графика анализ типов жил позволяет отметить криволинейную функциональную зависимость слюдонасыщения от мощности непосредственно подстилающих жилы глиноземистых («продуктивных») гнейсов. Максимальное слюдонасыщение наблюдается при некоторой оптимальной (порядка 200 м) мощности указанных гнейсов. Следует иметь в виду, что выявленная зависимость слюдонасыщения от мощности подстилающих глиноземистых гнейсов должна использоваться только в комплексе с другими геологическими факторами, в частности структурным.

Автор выражает благодарность А. Б. Наливкину, Л. Л. Гродницкому, Б. Г. Якову, В. Н. Климентьеву, геологам СЗГУ и Чупинского рудоуправления за помощь и советы в работе.

#### ЛИТЕРАТУРА

Г р о д н и ц к и й Л. Л. 1969. Структурно-минералогическая классификация пегматитов Северной Карелии. (Настоящий сборник).

Н и к и т и н В. Д. 1959. Современное состояние учения о процессах и условиях формирования пегматитов. Зап. ЛГИ, т. 40, вып. 2.

Ф е р с м а н А. Е. 1940. Пегматиты. Т. I, Гранитные пегматиты, Изд. АН СССР, М.—Л.

Ш у р к и н К. А., Н. В. Г о р л о в, М. Е. С а л ь е, В. Л. Д у к, Ю. В. Н и к и т и н, 1962. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 14, Изд. АН СССР, М.—Л.

---

*Г. П. Сафронова*

#### К НАХОДКЕ АКЦЕССОРНОГО ХРИЗОБЕРИЛЛА В ПЕГМАТИТАХ ПРИЛАДОЖЬЯ

Геохимическую и минералогическую специфику нижнепротерозойских пегматитов Северного Приладожья в значительной мере определяет акцессорная иттриево-тантало-ниобиевая и редкоземельная минерализация (Калита, 1961, 1965; Ферсман, 1960). Бериллий для этих пегматитов не характерен. Его минералы в них представлены акцессорным бериллом, который встречается как большая минералогическая редкость лишь в одной из жил месторождения Люпикко (Калита, 1965).

В 1967 г. в крупном пегматитовом теле, секущем роговообманковые сланцы сортавальской серии (Кратц, 1963), автором был обнаружен второй акцессорный минерал бериллия — хризоберилл. Эта находка представляет определенный минералогический интерес, поскольку хризоберилл, хотя и принадлежит к числу распространенных минералов бериллия, в карельских пегматитах, по имеющимся данным (Бунтин, 1935), крайне редок, а в пегматитах Северного Приладожья не отмечался совсем (Калита, 1961).

В пегматитах зарубежных месторождений Балтийского щита хризоберилл встречается чаще («Минералы», 1967; Ферсман, 1960; Mason, 1950; Pehrman, 1947), но обычно в жилах с богатой и разнообразной минерализацией, в которых минералы бериллия сопровождаются не только минералами тяжелых элементов (TR, Y, Nb, Ta и др.), но иногда и лития (пегматиты Южной Норвегии, Иттерби, Кимито, Таммеля). Пегматиты подобных типов в Карелии пока не известны.

Пегматитовая жила, содержащая аксессуарный хризоберилл, отличается от распространенных в Северном Приладожье нижнепротерозойских пегматитов, которые, несмотря на некоторые отличия, имеют ряд общих черт: 1) бедность литием, рубидием, цезием, бериллием, оловом; 2) связь тантала и ниобия с редкими землями; 3) заметная роль кальция, определяющего присутствие в жилах олигоклаза №№ 12—20, составляющего до 60% жильной массы (Шуркин, 1968); 4) ограниченные масштабы процессов альбитизации.

Хризоберилл встречен в крупной межпластовой пегматитовой жиле, приуроченной к переслаивающимся между собой роговообманковым сланцам и сланцеватым амфиболитам сортавальской серии (Кратц, 1963). Длина ее превышает 350 м, мощность в раздуве, видимо, достигает 30—40 м, простираение близко к меридиональному, падение восточное под углом 35—50°.

В строении жилы намечается зональность, выражающаяся в закономерной смене структурных и минеральных разновидностей пегматита. В приконтактных частях жилы преобладает мелко- и неравнозернистый плагиоклазовый пегматит ортотектитовой и порфировидной структуры. Плагиоклаз в нем представлен альбит-олигоклазом №№ 12—16. По мере удаления от контакта основность его быстро уменьшается до №№ 6—9. Одновременно мелкозернистый пегматит сменяется среднезернистым микроклино-плагиоклазовым пегматитом графической и неяснографической структуры, который дальше к центру жилы уступает место более крупнозернистому пегматоидному и графическому микроклиновому пегматиту. В осевой части жилы в раздуве располагаются блоковые выделения розового микроклина, погруженного в сливной кварц. К контактам кварцевых блоков приурочен бутыльно-зеленый марганцевый апатит и мусковит в виде радиальнолучистых сростков клиновидных ельчатых кристаллов.

Мусковит часто сопровождается грубозернистым (1.5×2 см) альбитом (№№ 1—3), который замещает микроклин и, по-видимому, образует самостоятельную прерывистую зону, развивающуюся преимущественно во внешней части зоны блоковой структуры висячем боку жилы. В микроклиновом пегматите графической структуры распространен мелкозернистый (до 0.5—1 мм) и «шахматный» альбит.

Аксессуарными минералами жилы, кроме уже упомянутого апатита, являются биотит и гранат, характерные для блоковых зон, пирит, графит, черный турмалин, а также установленные в искусственных шлихах флюорит, магнетит, рутил, мартит, гематит, лимонит, тантало-колумбит, циртолит, сфен, роговая обманка, хлорит, эпидот, монацит, ксенотим и, кроме того, ганит, корунд и дюмортьерит, ранее в пегматитах Приладожья, судя по литературным данным, не отмечавшиеся (Шуркин, 1958; Калита, 1961). Обычный же в пегматитах Приладожья турмалин в жиле с хризобериллом очень редок. Тантало-колумбит в этой жиле имеет повсеместное распространение и не сопровождается иттриевыми тантало-ниобатами, что обычно имеет место в редкоземельных пегматитах этого района (Калита, 1965). Лишь в нескольких кристаллах наблюдалась начальная стадия процесса, названного А. П. Калитой (1964)



пирохлоризацией. Обычно же тантало-колумбит не изменен. Он образует кристаллы нескольких разновидностей (игольчатые, тонкопластинчатые, копьевидные и толстотаблитчатые). Наиболее крупные (до  $1.5 \times 3.0$  см)

выделения тантало-колумбита приурочены к гнездам грубозернистого альбита в кварцево-микроклиновом пегматите блоковой структуры.

С таким же пегматитом связан и хризоберилл, ассоциирующий с серым кварцем, альбитом и аксессуарным бериллом.

Хризоберилл в свежем изломе зеленовато-белый, а на выветрелых поверхностях приобретает желтоватый оттенок. В мелких обломках и шлифах он бесцветен, прозрачен, не плеохроирует, имеет ярко выраженную дисперсию угла оптических осей  $\nu > \rho$ ,  $N_g - N_p = 0.010$ ,  $2V = +62^\circ$ . В центральных частях кристаллов иногда наблюдается аномальная интерференционная окраска, выявляющая их зональное строение.

Химический анализ показал присутствие в хризоберилле, кроме алюминия и бериллия, также железа, натрия и калия (табл. 1). Железо, по-видимому, замещает

Примечание. Анализы выполнены в Институте геологии Карельского филиала АН СССР, аналитик В. А. Доильница.

алюминий, а присутствие других элементов, вероятно, связано с микровключениями, от которых, видимо, не удалось освободиться даже после выделения хризоберилла в бромформе из фракции 0.25 мм, отобранной под бинокуляр. При пересчете аналитических данных на 12 катионов, входящих в элементарную ячейку, обнаруживается дефицит алюминия.

Спектроскопически в хризоберилле улавливаются тысячные доли процента В, Мп, Sn, V, сотые — Mg, Ga, Ti, Li.

Величины межплоскостных расстояний хризоберилла и параметры его элементарной ячейки приводятся в табл. 2.

Хризоберилл образует мелкие несовершенные ограниченные короткопризматические по [100] кристаллы (в установке Дж. Дэна и др., 1951). В поперечных сечениях они имеют округлую форму вследствие одинакового развития граней зоны [100]. Распространены характерные для хризоберилла стреловидные двойники (рис. 1), реже встречаются более сложные сростки.

Таблица 1

Химический состав хризоберилла

Оксиды	Вес. %	Состав элементарной ячейки
SiO <sub>2</sub>	5.68	Si — 0.49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	73.33	Al — 7.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.90	Fe — 0.06
BeO	19.30	Be — 3.97
Na <sub>2</sub> O	0.45	Na — 0.07
K <sub>2</sub> O	0.15	K — 0.01
H <sub>2</sub> O	0.23	
П. п. п.	0.33	
Сумма	100.37	

Таблица 2

Межплоскостные расстояния хризоберилла (в Å)

I	d	I	d	I	d
5	4.00	2	1.509	4	0.953
1	3.58	2	1.463	2	0.937
8	3.23	7	1.361	1	0.923
1	2.870	1	1.337	1	0.904
7	2.559	3	1.289	1	0.891
6	2.316	3	1.254	1	0.871
6	2.269	3	1.210	7	0.859
10	2.083	1	1.188	1	0.839
1	2.008	1	1.141	2	0.832
1	1.878	2	1.106	2	0.828
4	1.792	4	1.043	1	0.826
2	1.659	1	1.003	2	0.811
10	1.615	1	0.998	1	0.809
1	1.548	1	0.983	1	0.805
					0.789

$$a_3 = 5.45 \pm 0.01 \text{ Å} \quad b_0 = 9.42 \pm 0.01 \text{ Å} \quad c_0 = 4.43 \pm 0.01 \text{ Å}$$

Примечание. Си-излучение,  $D = 57.3$  мм. Анализы выполнены в Институте геологии Карельского филиала АН СССР, аналитик Р. П. Эйгирд.

Вместе с дымчатым волнистогаснущим кварцем хризоберилл образует узкие (1—2 см) каемки вокруг выделений акцессорного берилла в их кон-

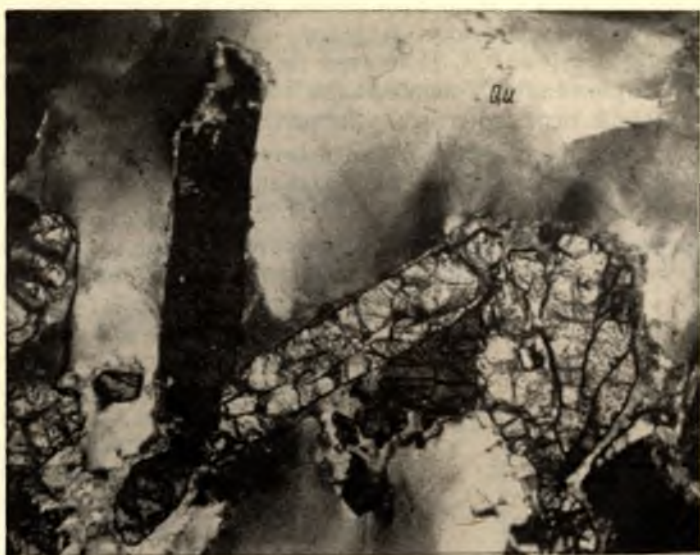


Рис. 1. Характер выделений хризоберилла Chb в кварце (Qu). Николи скрещены, увел. 19, видны стреловидные двойники.

тактах с таблитчатым альбитом. Кварц резорбирует берилл и проникает в него в виде тонких прожилков, к которым также приурочен и хризо-



Рис. 2. Взаимоотношение хризоберилла (Chb) с бериллом (Be) и мусковитом (Mu). Николи скрещены, увел. 19.

берилл. В основном хризоберилл концентрируется в кварце, реже бывает заключен в берилл, причем всегда располагается в периферических частях



его кристаллов или вблизи от жилок кварца. Причем в кварце хризоберилл имеет более совершенную огранку, чем в берилле, где он иногда приобретает своеобразные, напоминающие скелетные, формы развития. Оба минерала как бы взаимно проникают друг в друга, образуя заливообразные выступы и включения, имеющие с основным кристаллом одинаковую ориентировку (рис. 2). Несмотря на извилистый характер границ, общий контур кристаллов хризоберилла сохраняет параллельность кристаллографической огранке этого минерала (рис. 2).

Хризоберилл корродируется и замещается мусковитом, который образует оболочки вокруг его зерен или развивается по трещинам (рис. 2), нередко пересекающим двойниковые швы.

Рассмотренные взаимоотношения акцессорного берилла и хризоберилла свидетельствуют о более позднем относительно берилла образовании основной массы хризоберилла, хотя частично эти минералы кристаллизовались совместно. Для образования хризоберилла (Беус, 1960; Ферсман, 1960) необходимо обогащение минералообразующих расплавов и растворов алюминием. Это осуществляется при процессах десициации или глиноземистой контаминации.

В рассматриваемой жиле, как показали пересчеты по методу А. Н. Заварицкого химических анализов проб пегматита, всегда имеет место соотношение  $Al > K + Na + 2Ca$ , т. е. пегматит пересыщен алюминием относительно щелочей и кальция.

Это отражает характеристика глиноземистости  $a'$ , которая меняется от 83 до 99, при изменении характеристики  $b$  от 1.2 до 4.8. Количественные молекулярные соотношения  $(K_2O + Na_2O) : Al_2O_3 : SiO_2$ , колеблющиеся около 0.8 : 1 : 8, позволяют отнести эту жилу к плюмазитовому, по определению А. Е. Ферсмана (1960), типу.

По-видимому, в условиях недостатка щелочей на последних этапах пегматитового процесса, когда достигалась достаточная концентрация бериллия, избыточный алюминий связывался в хризоберилл.

Пегматитовая жила с хризобериллом отличается от обычных для Северного Приладожья пегматитов не только значительно более широким развитием альбита и необычной для этого района акцессорной минерализацией, но и особенностями распределения некоторых редких элементов, рассеянных в пороодообразующих минералах.

Согласно полуколичественным спектральным определениям, в биотите из жилы с хризобериллом по сравнению с биотитом из типичных редкоземельных пегматитов больше распространены Be, Sn, Nb, Li и реже встречаются Co, Ni, Sc, Y. В жиле с хризобериллом полевые шпаты и пегматит в целом характеризуются необычно высоким для пегматитов Приладожья содержанием редких щелочей, олова, в меньшей степени галлия (табл. 3). Рубидий в этой жиле концентрируется не только абсолютно, но и относительно калия, с которым он связан кристаллохимически (табл. 3). Это отчетливо видно на рис. 3, где выделяются два поля, соответствующих редкоземельным пегматитам Приладожья и жиле с хризобериллом.

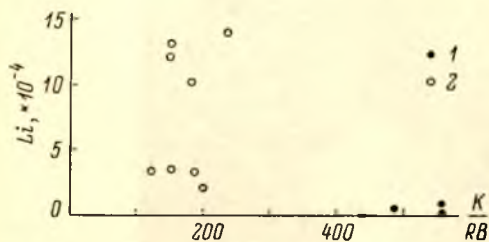


Рис. 3. Зависимость между содержанием Li и величиной отношения  $\frac{K}{Rb}$  в пегматитах Приладожья.

1 — пегматит из жил с редкоземельными тантало-ниобатами; 2 — пегматит из жилы с хризобериллом.

Содержание Li, Rb, Cs, Sn, Ga в полевых шпатах и пегматитах Приладожья, г/м

Порода, минерал	Li	Rb	Cs	Sn	Ga	$\frac{K}{Rb}$
Типичные для Приладожья редкоземельные пегматиты						
Плагноклазо-микроклиновый пегматит . . . . .	2.6	210	Не обн.	< 2	14	560
Микроклиновый пегматит графической структуры . . . . .	Не обн.	290	» »	< 2	13	438
Микроклино-плагноклазовый пегматит . . . . .	7.2	90	» »	3	25	558
Микроклиновый пегматит графической структуры . . . . .	3.8	210	» »	< 2	17	487
Микроклин (ср. из 6 опр.) . . . .	0.5	535	3	Не опр.	30	250
Плагноклаз (ср. из 2 опр.) . . . .	2.7	15	Не обн.	» »	32	—

## Жила с хризобериллом

Плагноклазовый пегматит . . . . .	23	80	52	10	34	191
» » . . . . .	71	280	8	13	22	185
» » . . . . .	84	470	27	11	32	153
» » . . . . .	91	570	18	14	31	154
Микроклиновый пегматит . . . . .	24	960	18	9	30	155
» » . . . . .	15	790	35	7	18	203
Микроклиновый пегматит с альбитом . . . . .	97	540	51	6	49	240
Микроклин . . . . .	24	1800	110	11	40	125
Плагноклаз . . . . .	17	50	Не обн.	Не опр.	53	—

Анализы выполнены в центральной лаборатории прикладной геохимии при Геолого-геохимическом тресте.

Полученные новые данные (пока еще предварительные) по минералогии и геохимии пегматитов Северного Приладожья дают основание предполагать, что в этом районе наряду с обычными редкоземельными пегматитами могут быть развиты пегматиты несколько иного в геохимическом отношении типа.

## ЛИТЕРАТУРА

- Беус А. А. 1960. Геохимия бериллия и геохимические типы бериллиевых месторождений. Изд. АН СССР, М.
- Бунтин Г. Н. 1935. Материалы к изучению пегматитовых жил Кемского района. Зап. ЛГУ, сер. геол.-почв.-географ., т. I, вып. 1.
- Дэна Дж., Э. С. Дэна, Ч. Пэлач, Г. Берман, К. Фрондель. 1951. Система минералогии. Т. I, 2-й полутом, ИЛ, М.
- Калита А. П. 1961. Редкоземельные пегматиты Алакурти и Приладожья. Изд. АН СССР, М.
- Калита А. П. 1964. Процесс пироклоризации разновидностей самарскита. Геохимия, № 10.
- Калита А. П. 1965. Особенности минерализации гранитных пегматитов редкоземельного ряда восточной части Балтийского щита. В сб.: Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов, изд. «Наука», М.
- Кратц К. О. 1963. Геология карелид Карелии. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Минералы. 1967. Т. II, изд. «Наука», М.
- Ферсман А. Е. 1960. Избранные труды, т. VI, Изд. АН СССР, М.
- Шуркин К. А. 1958. Геологический очерк Питкярантского поля керамических пегматитов (северо-восточное Приладожье). Изд. АН СССР, М.—Л.
- Mason B. 1950. Chrysoberyl from Ytterby. Geol. för. förhände. Bd. 72, Hf. 2.
- Peihman G., 1947. Granitpegmatite von Kimito (S. W. — Finnland) und ihre Minerale. Acta Academ. Aboensis. Mathem. et Physica, ÅBO Akademi.



## О НАЛОЖЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПОРОД СТРЕЛЬНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

В геологическом отношении Стрельнинский район характеризуется развитием комплекса глубокометаморфизованных и интенсивно складчатых гнейсов и сланцев, гнейсо-гранитов и мигматитов, образованных по этим гнейсам плагиоклазовыми и микроклиновыми гранитами 1-й, 2-й и 3-й групп. Этот комплекс также прорван мелкими интрузиями основных пород. Имеются две трактовки в отношении возраста и геологической позиции гнейсов Стрельнинского района:

1) одни исследователи относят их к кольской серии верхнего горизонта нижнего архея, прослеживающейся вдоль железной дороги и перекрытой протерозойскими отложениями свиты Имандра-Варзуга (Харитонов, Потрубович, 1958);

2) другие — к беломорскому комплексу гнейсов нижнего архея (Полканов, 1946).

В соответствии с данными К. А. Николаевой, С. И. Макиевского (1963) и нашими наблюдениями на Стрельнинском месторождении мусковита развиты примерно те же формации, что и в Беломорье. В основании разреза наблюдается терригенная формация — биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы. Выше залегает карбонатно-терригенно-вулканогенная формация, представленная амфиболитами, биотито-амфиболовыми, амфиболовыми гнейсами с гранатом и гранито-гнейсами. Указанные формации перекрываются терригенной флишовой формацией, состоящей из биотитовых гнейсов и биотитовых гнейсов с гранатом. Мощность всех формаций от 1 до 2—3 км.

Отмеченные формации прорываются комплексом гранитов и аплито-гранитов. Массивные аплитовидные и пегматоидные плагиомикроклиновые граниты и их мигматиты образуют обширное поле в непосредственном соседстве со Стрельнинским месторождением, к северу от которого развит комплекс щелочных гранитов. Пегматиты месторождения генетически связываются с плагиомикроклиновыми гранитами ( $\gamma_2 A$ ) (Макиевский, 1958б).

Авторы статьи провели летом 1965 г. на Стрельнинском месторождении более двух десятков маршрутов и полностью присоединяются к выше изложенным данным как по вопросу геологии месторождения, так и в отношении связи пегматитов с гранитами.

В районе месторождения прослеживаются региональные тектонические зоны северо-западного, почти меридионального направления вдоль р. Стрельны, северо-восточного и субширотного направлений.

Наиболее отчетливо выражена тектоническая зона субширотного направления, фиксирующаяся приуроченностью интрузий, интенсивным проявлением динамометаморфизма (рассланцевание, огнейсование) и метасоматоза (мусковитизация, хлоритизация и др.).

Регионально метаморфизованные толщи неоднократно подвергались контактовому метаморфизму. Контактный метаморфизм, связанный с внедрением комплекса умереннокислых интрузий, выразился, по-видимому, только в перекристаллизации вмещающих пород. Указанные тела комплекса умереннокислых интрузий авторами предположительно выделены в районе месторождения в виде небольших участков.

Сравнение стрельнинских гранитоидных пород с типичными докембрийскими гранитами (см. таблицу) показывает, что первые отличаются от вторых несколько большим содержанием  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и значительно







# Химический состав гранитоидных пород

Окислы	1	2	4	10	1046	687	690	665	669	1045	148-1	1038
SiO <sub>2</sub>	71.06	69.81	70.18	73.30	75.95	73.71	73.66	72.85	72.10	79.22	66.21	75.14
TiO <sub>2</sub>	0.48	0.54	0.39	0.11	0.24	0.01	Сл.	0.08	0.05	0.27	0.27	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.10	13.76	14.47	12.33	10.29	15.14	15.21	15.38	14.90	10.76	18.30	14.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.46	2.17	1.57	2.58	3.46	1.04	0.32	0.44	0.76	0.44	0.62	0.71
FeO	1.63	1.87	1.78	1.28	1.78	0.79	1.00	0.41	0.16	1.43	2.35	1.11
MnO	0.18	0.26	0.12	0.02	0.04	0.02	0.01	0.01	Сл.	0.02	0.03	0.01
MgO	0.59	0.84	0.88	0.26	0.12	0.17	Сл.	Не обн.	0.04	0.84	1.18	0.05
CaO	1.97	2.20	1.99	0.46	Сл.	1.20	1.10	1.19	Не обн.	1.52	3.57	1.59
Na <sub>2</sub> O	3.24	3.17	3.48	4.55	3.33	4.05	4.44	3.82	2.77	2.16	5.69	5.71
K <sub>2</sub> O	4.50	4.38	4.11	4.20	4.57	3.43	4.42	5.25	8.57	2.67	1.40	0.75
H <sub>2</sub> O	0.69	0.74	0.84	0.86	0.28	0.33	0.21	0.10	0.39	0.12	0.33	0.23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.26	0.19	0.05	0.03	—	—	—	0.08	—	0.11	Не обн.
П. п. п.	—	—	—	—	Не обн.	0.08	0.03	0.15	1.29	0.36	0.44	» »
Сумма	100	100	100	100	100.09	99.97	100.40	99.68	99.62	99.81	100.50	100.16

## Числовые характеристики

<i>a</i>	13.4	13.2	13.4	15.6	13.1	13.3	8.5	15.5	18.1	8.2	14.6	13.0
<i>в</i>	4.4	5.4	5.4	0.1	4.4	5.1	2.8	2.5	2.2	4.8	5.6	3.7
<i>c, c'</i>	2.4	2.5	2.4	4.1	0.3	1.4	1.4	1.4	0	1.8	4.3	1.9
<i>s</i>	79.8	78.9	78.8	80.2	82.2	80.2	87.3	80.6	79.7	85.2	75.5	81.4
<i>a'</i>	9.2	—	15.0	—	—	64.1	55.0	68.4	60.6	37.3	14.6	56.2
<i>f'</i>	67.7	71.6	57.5	79.4	95.6	29.5	45.0	31.6	36.4	34.7	50.0	40.3
<i>m'</i>	23.1	25.9	27.5	11.1	4.4	6.4	—	0	3.0	28.0	35.4	3.5
<i>c'</i>	—	2.5	—	9.5	0.0	—	—	—	—	—	—	—
<i>n</i>	52.0	52.0	56.0	62.2	51.5	64.7	62.7	52.1	49.5	54.7	86.0	92.0
<i>t</i>	0.5	0.6	0.4	0.1	0.24	—	—	0.1	0.8	0.3	0.36	0.8
<i>f</i>	27.7	34.6	25.0	50.8	58.8	15.4	10.0	16.0	30.4	8.0	9.75	14.0

Примечание. 1 — докембрийский гранит (Заварицкий, 1960); 2 — докембрийский гранит Швеции (Заварицкий, 1960); 4 — гранит всех периодов (Заварицкий, 1960); 10 — щелочной гранит (Заварицкий, 1960); 687 — микроклинизированный биотитовый гранито-гнейс, анализатор В. А. Ахвонен; 690 — микроклинизированный биотитовый гранито-гнейс, анализатор В. А. Ахвонен; 665 — плагиоклазовый гранит с микроклином, анализатор Г. И. Капустина; 669 — плагио-микроклиновый гранит, анализатор В. Ф. Лобанова; 1038 — пегматит, анализатор В. Ф. Лобанова; 1046 — щелочной плагиомикроклиновый гранит, анализатор В. Ф. Лобанова; 1045 — плагиомикроклиновый гранито-гнейс, анализатор Г. И. Капустина; 148-1 — огнейсованный биотитовый гранит, анализатор В. Ф. Лобанова. Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии Карельского филиала АН СССР.

меньшим содержанием  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ . Кроме того, проявился контактовый метаморфизм, связанный с внедрением комплекса основных интрузий типа габбро-норитов ( $\delta\text{A}$ ). Такие интрузии наблюдались в виде мелких тел, приуроченных часто к тектоническим разломам.

Воздействие этих интрузий, как и вообще основных интрузий, незначительное, выразившееся главным образом в ассимиляции вмещающих пород, их перекристаллизации и амфиболизации (рис. 1).

Вблизи контакта с интрузией габбро-норитов амфиболизация вмещающих гнейсов прослеживается на расстоянии 0.4—0.5 м. Амфибол развивается в интенсивно измененных (катаклазированных и серицитизиро-

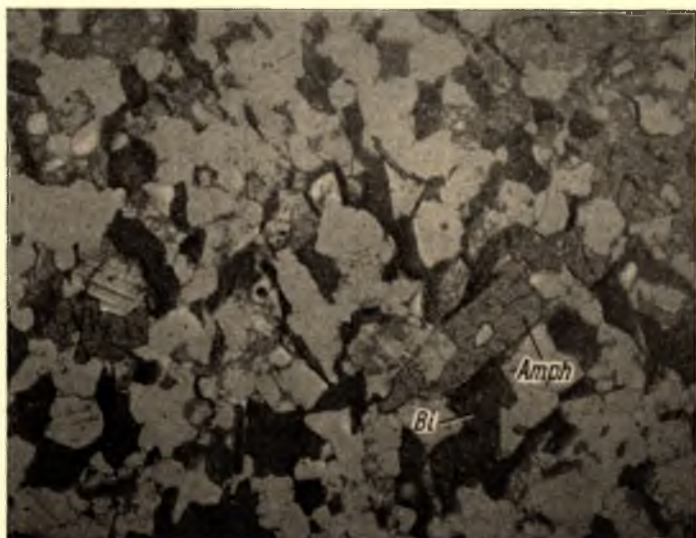


Рис. 2. Амфиболизация биотитовых гнейсов. Увел. 21, без анализатора, пл. 159-Б.

Amph — амфибол; Bi — биотит.

ванных) биотитовых гнейсах в виде зерен размером 2—3 мм, расположенных под углом к ориентировке биотита и развивающихся позднее главных породообразующих минералов породы (рис. 2).

Граниты ( $\gamma_2\text{A}$ ) в районе Стрельнинского месторождения встречены в виде большого интрузивного массива (рис. 1). Сравнение химического состава гранитоидных пород (обр. 665, 669, взятые вдали от контакта массива) с химическим составом типичных докембрийских гранитов (см. таблицу) и химическим составом гранита всех периодов показывает, что первые отличаются несколько большим содержанием  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и меньшим содержанием  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ .

Химические анализы обр. 1045, взятого вблизи щелочных гранитов вдали от главного массива, и обр. 148-1, отобранного из мигматитов вблизи контакта гранитов ( $\gamma_2\text{A}$ ) с вмещающими породами, отличаются больше от анализов указанных гранитов (см. таблицу, ан. 1, 2 и 4).

Контактный метасоматоз магматической стадии (образование мигматитов), связанный с гранитами ( $\gamma_2\text{A}$ ), выражается в образовании инфильтрующих полос, линз и других обособлений плагиомикроклинового состава, наблюдающихся вблизи контакта с массивом гранитов. Примерно в это же время происходила альбитизация и микроклинизация. Альбитизация прослеживалась в незначительной степени в гранитах ( $\gamma_2\text{A}$ ) и



во вмещающих породах. Микроклинизация явно более поздняя, четко прослеживается в единичных случаях. Так, наблюдались прожилки микроклина в огнейсованных гранитах или биотитовых гранито-гнейсах, напоминающих по внешнему облику песчаники (рис. 3).

Переходя к характеристике наложенной минерализации, связанной с гидротермальным метасоматозом — метасоматозом, необходимо отметить, что авторами впервые составлена схема площадного развития наложенной минерализации на вмещающие породы Стрельнинского месторождения и выделены температурные стадии этой минерализации.

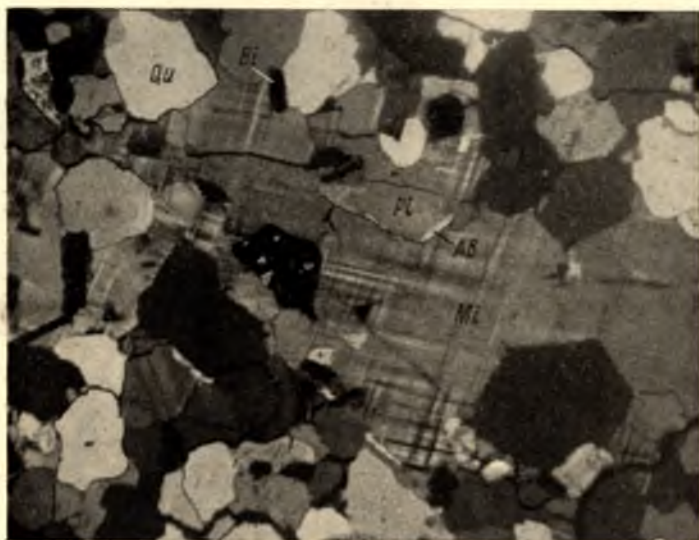


Рис. 3. Прожилок микроклина в огнейсованных гранитах.  
Увел. 21, николи скрещены, шл. 155-1.

Qu — кварц; Pl — плагиоклаз; Mi — микроклин; Ab — альбит.

Предыдущие исследователи (Макиевский, 1958а, 1958б) мусковитизированные гнейсы называли двуслюдяными гнейсами и выделяли их как стратиграфический горизонт.

Высокотемпературный метасоматоз проявился в виде мусковитизации, эпидотизации и в незначительной степени биотитизации и окварцевании, среднетемпературный — в виде серицитизации, низкотемпературный — в виде хлоритизации и карбонатизации. Мусковитизация, особенно характерная для исследованного участка, наиболее интенсивна в субширотном тектоническом разломе, возможно, глубинного заложения, прослеживающемся вдоль р. Слюдянки на участке «Дорожный». Мусковитизации здесь подверглись не только гнейсы, вмещающие граниты, но и сами граниты, с которыми или точнее с тем же очагом, из которого поступала магма, и связаны высокотемпературные гидротермальные растворы.

Как в гранитах, так и в биотитовых гнейсах чаще всего мусковитизируются биотит и плагиоклаз (рис. 4, 5).

Часто развитие мусковита наблюдается в катаклазированных зонах-трещинах совместно с биотитом, кварцем и эпидотом, иногда в трещинках в плагиоклазе. В пегматоидных гранитах мусковит развивается вместе с эпидотом и ортитом в участках, обогащенных биотитом (рис. 4).

Мусковитизация, развиваясь, как правило, в гнейсах и гранитах, иногда наблюдается и в амфиболизированной основной породе типа габбро-



Рис. 4. Развитие мусковита (Mu) совместно с эпидотом (Ep) в участках, обогащенных биотитом (Bi) в пегматоидном граните. Увел. 21, без анализатора, пл. 142-Б.

норитов. Развитие поздних мусковита и кварца было установлено и в амфиболите (рис. 6).



Рис. 5. Мусковитизация огнейсованных плагиогранитов. Увел. 21, без анализатора, пл. 149-1.  
Условные обозначения см. на рис. 3 и 4.

Эпидотизация хорошо прослеживается вдоль северо-западного разлома вблизи пересечения его с широтным разломом и кое-где вдоль широтного



и северо-восточного разломов. Так, на пересечении северо-западного разлома с широтным и северо-восточным наблюдается интенсивная эпидотизация в плагиомиоклиновом граните с пегматоидными участками (в самом массиве  $\gamma_2 A$ ). Эпидот здесь развивался по плагиоклазу и биотиту, часто в ассоциации с ортитом, иногда мусковитом. Кроме того, развитие эпидота отмечалось в измененных гранитах, биотитовых гнейсах и амфиболо-биотитовых гнейсах вблизи тел амфиболитов.

Вдоль широтной тектонической зоны, параллельной р. Слюдянке, наблюдается развитие эпидота по плагиоклазу в амфиболизированном габбро-норите, превращенном почти нацело в актинолитовые сланцы.

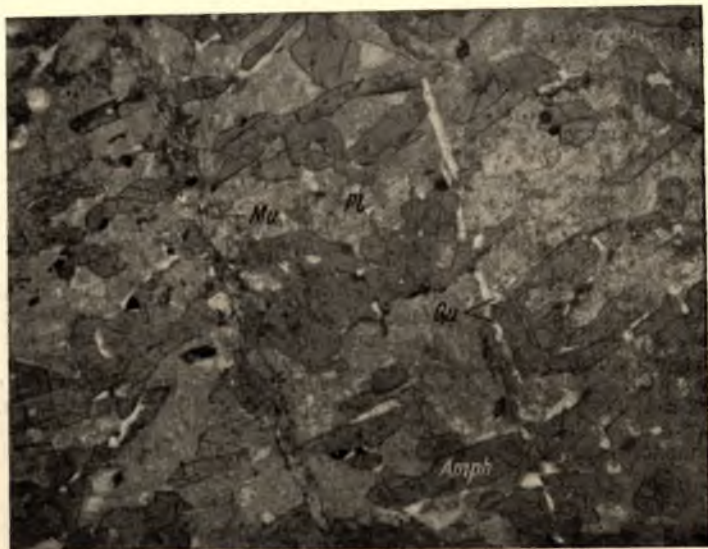


Рис. 6. Развитие поздних мусковита и кварца в амфиболите.  
Увел. 21, без анализатора, шл. 163-Б.

Условные обозначения см. на рис. 2 и 3.

Биотитизация развита на рассматриваемом участке слабо. Она проявлена в плагиомиоклиновых гранитах ( $\gamma_2 A$ ) в виде развития биотита по трещинкам в плагиоклазе. Известны случаи развития биотита по трещинкам в гранате биотитовых гнейсов, а также биотита по амфиболу в биотито-амфиболовых гнейсах.

Окварцевание наблюдается в незначительной мере как в гранитах, так и в биотитовых гнейсах, а также иногда в основных интрузивных породах обычно в ассоциации с другими высокотемпературными наложенными минералами.

Серицитизация плагиоклаза проявлена почти на всей исследованной территории, но в незначительной степени. Наиболее интенсивная серицитизация наблюдается вблизи разломов северо-западного направления.

Хлоритизация также проявилась на рассматриваемой территории сравнительно слабо. Наиболее интенсивно она развивалась вдоль разлома северо-западного направления, а также в месте пересечения северо-западного и широтного разломов, причем чаще всего в основных породах и вблизи их. Обычно развитие хлорита в основных породах, превращенных в актинолитовые сланцы, и в катаклазированных основных породах происходило по амфиболу, а в измененных гранитах, биотитовых и биотито-амфиболовых гнейсах — по биотиту.

В целом в районе месторождения интенсивно проявился высокотемпературный метасоматоз, в результате которого породы были мусковитизированы и эпидотизированы и в меньшей степени биотитизированы и окварцованы. Значительно слабее проявился в районе среднетемпературный метасоматоз — серицитизация и низкотемпературный метасоматоз — хлоритизация и карбонатизация.

Интенсивное проявление высокотемпературного метасоматоза является вполне естественным в пределах высокотемпературных месторождений мусковита, так как изменение вмещающих пород и образование рудной и нерудной минерализации всегда взаимосвязаны и определяются одинаковыми геологическими условиями образования.

## ЛИТЕРАТУРА

- Геология СССР. 1958. Т. 27, ч. I, Госгеолтехиздат, М.  
Заварицкий А. Н. 1960. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, М.  
Макиевский С. И. 1958а. Основные геологические факторы, контролирующие размещение промышленно-слюдоносных пегматитов в Ениском слюдоносном районе (Кольский полуостров). Автореф. дисс. ЛГИ.  
Макиевский С. И. 1958б. О связи слюдоносных пегматитов с гранитными интрузиями и вмещающими породами. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, вып. 2.  
Макиевский С. И., К. А. Николаева. 1963. К вопросу об осадочных и геосинклинальных формациях докембрия на северо-западе Кольского полуострова. Кольск. фил. АН СССР, Тезисы докладов совещания по литологии докембрийских метаморфических толщ.  
Полканов А. А. 1946. Основные положения генетической систематики интрузивных тел. Тр. Юбилейной научной сессии, секция геол.-почв. наук, Изд. ЛГУ.  
Харитонов Л. Я. 1957. Опыт тектонического районирования восточной части Балтийского щита. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол. наук, вып. 9.

---

*Т. А. Лутковская*

## К ВОПРОСУ ОБРАЗОВАНИЯ КИАНИТА НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ЛЯГКОМИНА

По вопросу генезиса кианита единого мнения нет. Его считают продуктом регионального метаморфизма, пневматолитовым или контактовым минералом и, наконец, высокотемпературным гидротермальным минералом, связанным с кислыми магматическими очагами (Дир, Хаун, Зусман, 1965; Бетехтин, 1956; Борисов, 1940; Кузнецова, 1961; Лутковская, Коншин, 1968; Кумари, 1937; Бельков, 1957, 1962).

Время образования кианита и его генезис нами рассматриваются на примере месторождения Лягкомина, впервые исследовавшегося в 1930 г. Л. Я. Харитоновым.

Месторождение Лягкомина приурочено к телу амфиболитов, образовавшихся за счет интрузий габбро-норитов и пироксенитов друзитового комплекса (рис. 1). В амфиболитах, а также в секущих их жилах плагиоклазита и пегматита отмечаются кианит и гранат. Характерна определенная ориентировка зерен кианита, расположенных в плоскости падения гнейсовидности по азимуту падения амфиболитов.

Кроме гнейсовидности, следы динамометаморфизма в амфиболитах и вмещающих их гнейсах фиксируются тектоническими трещинами трех главных направлений — северо-западного, северо-восточного и широт-



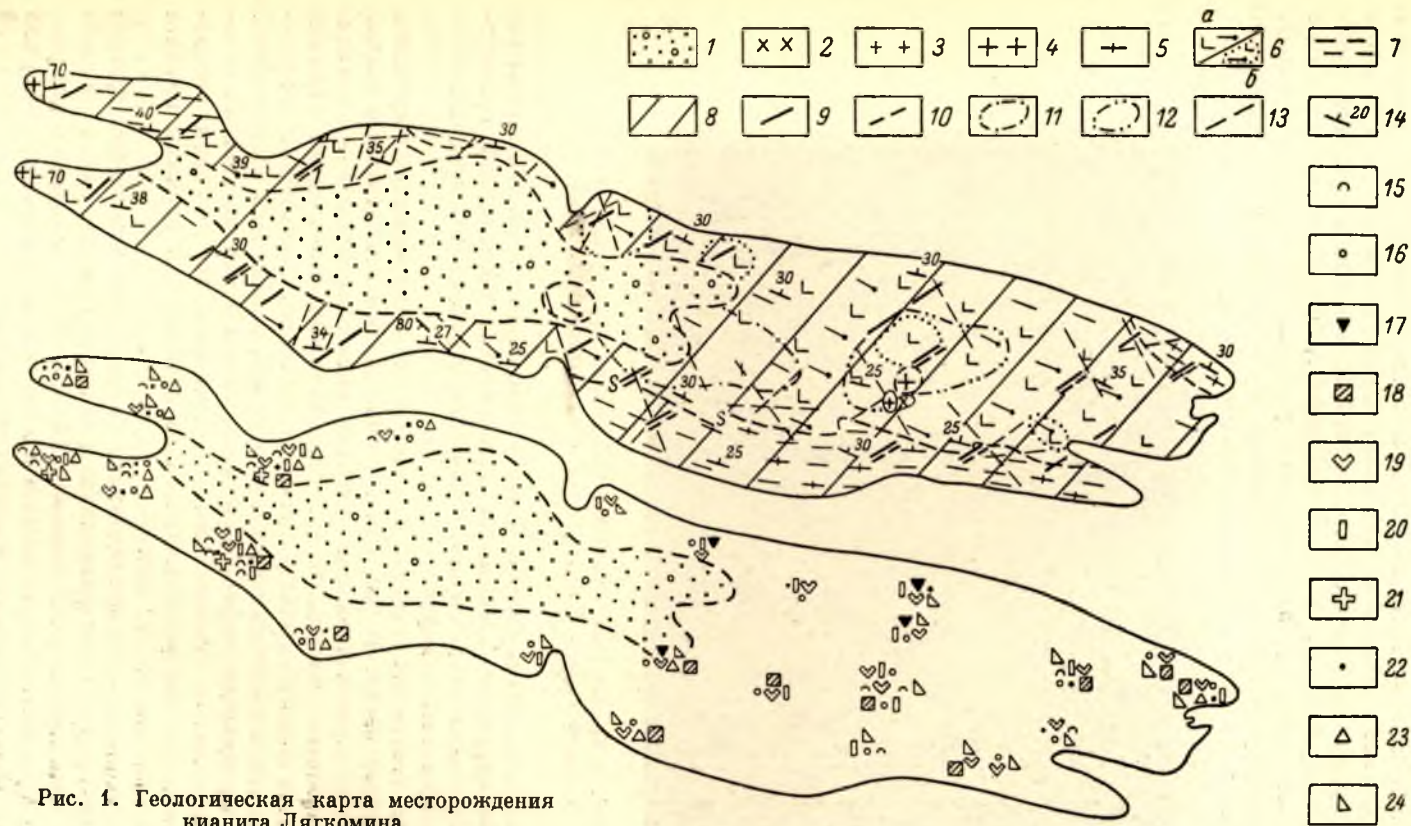


Рис. 1. Геологическая карта месторождения  
кианита Лягкомина.

1 — четвертичные отложения; 2 — пегматиты; 3 — плагиоклазиты; 4 — аплиты; 5 — инфильтрующий кварц-плагиоклазовый материал; 6 — габбро-нориты (а — амфиболизированные, б — амфиболизированные лейкократовые); 7 — биотитовые гнейсы; 8 — проявление постмагматического высокотемпературного метасоматоза; 9 — проявление постмагматического среднетемпературного метасоматоза; 10 — проявление постмагматического низкотемпературного метасоматоза; 11 — амфиболизированный габбро-норит с содержанием кинанита больше 20%; 12 — амфиболизированный габбро-норит с содержанием кинанита от 10 до 20%; 13 — тектонические трещины; 14 — элементы гнейсовидности; 15 — наложенная минерализация; 16 — эпидотизация, 17 — гранитизация, 18 — биотитизация, 19 — хлоритизация, 20 — рутилизация, 21 — кинанитизация, 22 — ставролитизация, 23 — окварцевание, 24 — цирконизация, 25 — серицитизация.

ного. Наиболее отчетливо, особенно в юго-восточной части месторождения, выражены тектонические трещины северо-западного ( $310-330^\circ$ ) направления, в которых в большинстве случаев наблюдается образование новых минералов, указывающих на привнос вещества в эти трещины. Обычно в них прослеживаются: 1) максимально катаклазированные и рассланцованные биотитовые гнейсы и амфиболиты, часто превращенные в рыхлую породу; 2) мусковитизированные, хлоритизированные, эпидотизированные, гранатизированные, кианитизированные, серицитизированные и окварцованные породы; 3) минералы удлиненной формы — кианит, амфибол, ориентированные в северо-западном направлении; 4) нарушенная гнейсовидность; 5) инъецирующие полосы кварц-плагиоклазового со-

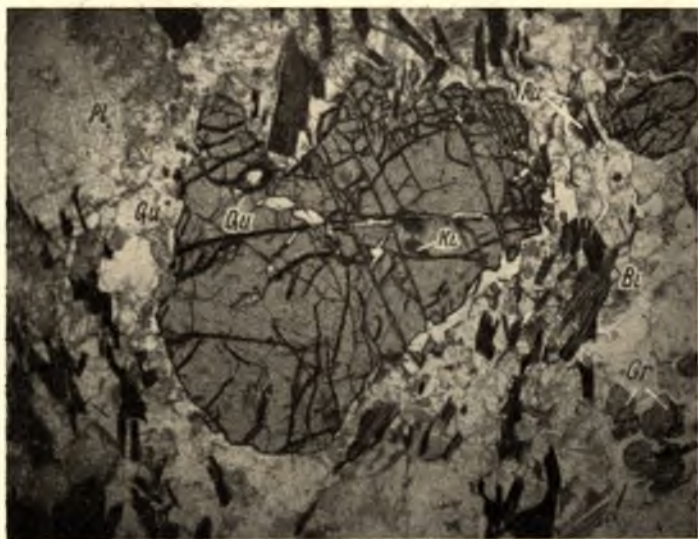


Рис. 2. Гранат (Gr) с включениями кварца (Qu), рутила (Ru) и биотита (Bi). Увел. 21, без анализатора, шл. 288-4.

става; 6) плагиоклазиты, аплиты и пегматиты. Кроме того, тектонические трещины фиксируются трещинами отдельности, несогласной ориентировкой гнейсовидности, тектоническими микротрещинами, прослеживающимися в отдельных шлифах.

Трещины северо-восточного и широтного направления выражены несколько менее четко. В них также наблюдаются пегматитовые жилы, плагиоклазиты, прослеживается развитие новых минералов — кианита, граната, амфибола, кварца и др. Максимальное количество кианита (в амфиболитах до 25%), граната, пегматитовых жил, аплитов и плагиоклазитов наблюдается в местах пересечения трещин различного направления.

Гнейсы, вмещающие амфиболиты, тождественны тем же гнейсам беломорского комплекса. Обычно они представлены светло-серой среднезернистой породой порфиробластического сложения с зернами граната (1—2 см) и кианита (1—10 см).

При микроскопическом исследовании установлено, что гнейсы состоят из плагиоклаза ряда альбит-олигоклаза и андезина (по углу симметричного угасания с плоскостью (001), равному  $13-15-20^\circ$ ), биотита, плеохроирующего по Ng в светло-коричневых и Nr в почти желтых тонах, в меньшей мере кварца, граната, кианита и других минералов.

Интрузия основных пород близка к пластовой, лишь иногда наблюдаются секущие контакты в отдельных затеках амфиболита во вмещающий



гнейс. Интрузивный характер данного тела подчеркивается резкими контактами, приуроченностью интрузии к тектонической трещине, что определяется максимальным расщеплением пород в контакте и одинаковым изменением их (одинаковой постмагматической минерализацией как интрузии, так и вмещающих пород). Амфиболиты крупнозернистые, неравномернозернистые, заметно огнейсованы, сложены амфиболом и плагиоклазом в различных количествах. При микроскопическом исследовании установлено, что главными составляющими являются амфибол, развивающийся по пироксену, и плагиоклаз. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, плеохроирующей от желтовато-зеленого по *Ng* до зеленого,

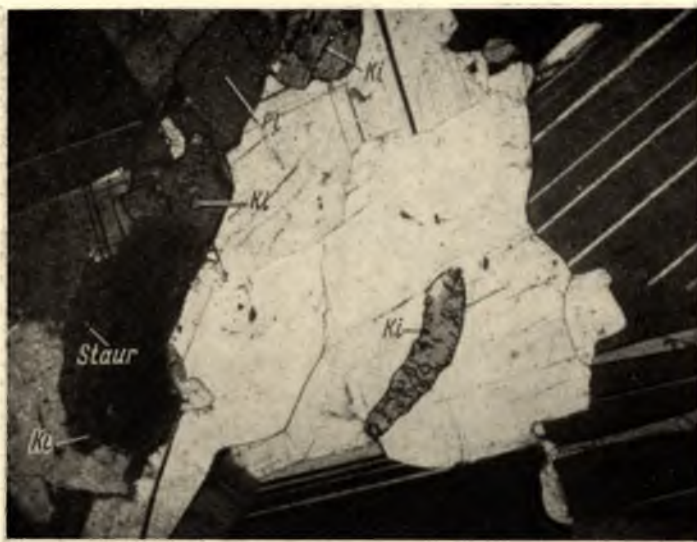


Рис. 3. Развитие ставролита (Staur) по кyanиту (Ki). Увел. 21, николи скрещены, шл. 1153-18.

серовато-зеленого по *Np*, с углом погасания от 13 до 23°. Плагиоклаз представлен андезином, лабрадором, иногда битовнитом.

На основании геологических данных и исследований под микроскопом установлено, что гранат, кyanит, рутил, эпидот и др. как в биотитовых гнейсах, вмещающих месторождение, так и в амфиболитах являются более поздними, чем сами гнейсы и амфиболиты, т. е. относятся к наложенной минерализации (рис. 2, 3, 4, 5). Это доказывается взаимоотношением минералов в породе (критерий пересечения, Наливкин, 1966), наличием несвойственных данной породе минералов, приуроченностью максимального количества кyanита, граната и др. минералов к трещинам, тектоническим разломам и пересечениям тектонических трещин и разломов, присутствием указанных минералов в телах аплитов, пегматитов и плагиоклазитов, наличием определенного парагенезиса минералов и т. д.

Кyanит образуется после главных породообразующих минералов биотитовых гнейсов и амфиболитов. Особенно хорошо это заметно в биотитовых гнейсах вблизи контакта с амфиболитами, где кyanит и гранат развивались позднее биотита (рис. 4). В амфиболите кyanит вместе с эпидотом и гранатом развивались позднее амфибола и плагиоклаза по плоскостям расщепления; кроме того, отмечено образование кyanита в ассоциации с гранатом, биотитом и кварцем после амфибола; зафиксированы также взаимоотношения минералов, указывающие на развитие кyanита, содержащего включения кварца и граната, после биотита. Часто наблю-

дается развитие биотита после амфибола, а кианита после биотита или кианита совместно с гранатом, содержащим вросстки кварца и рутила, после амфибола. Кроме того, кианит и эпидот развивались в плагиоклазите. Наиболее характерный продукт изменения кианита — мусковит. Иногда по кианиту развивается ставролит (рис. 3).

Гранат чаще развивался в амфиболитах и во вмещающих биотитовых гнейсах в зернах неправильной формы. Лишь иногда гранат обладает правильной кристаллографической формой. В скрещенных николях гранат анизотропный, иногда его зерна разбиты трещинами, по которым развивался кварц и биотит; обычны включения кварца. Максимальное

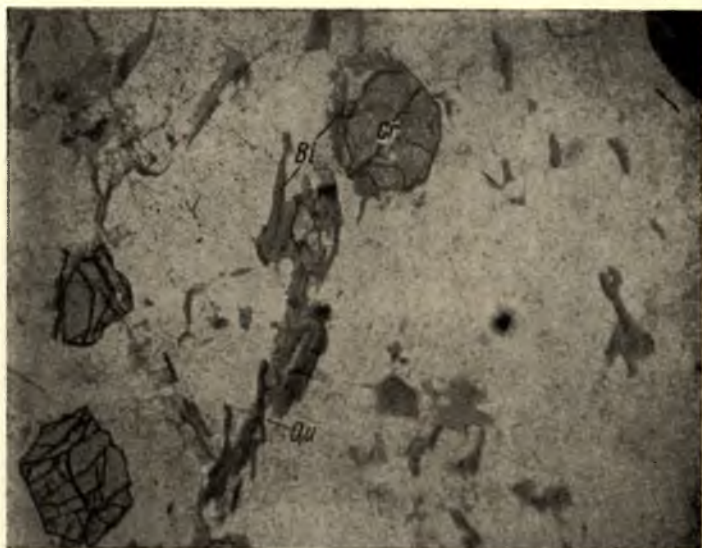


Рис. 4. Развитие граната (Gr) с кварцем (Qu) в биотитовом гнейсе после биотита (Bi). Увел. 21, без анализатора, пл. 288-1.

количество граната в виде крупных зерен прослежено в контакте амфиболитов с биотитовыми гнейсами. Здесь количество зерен граната убывает по мере удаления от контакта. Взаимоотношения граната с другими минералами указывают на его позднее образование по отношению к главным породообразующим минералам как в амфиболитах, так и во вмещающих их биотитовых гнейсах (рис. 2).

Амфибол (роговая обманка) развивался в биотитовых гнейсах в небольшой каемочке вблизи тела амфиболитов. При прослеживании указанного ореола в наиболее обнаженных местах установлено, что амфиболизация исчезает уже в 30 см от тела амфиболитов. Развивался амфибол здесь позже, чем главные породообразующие минералы основных пород и гнейсов, но раньше, чем кианит и гранат. Это подтверждается наблюдениями в шлифах. Судя по взаимоотношению минералов в биотитовых гнейсах, амфибол и кварц образовались после биотита и плагиоклаза. Что касается амфибола, развивающегося в амфиболитах, то нам не удалось проследить более позднее развитие амфибола по пироксену (диопсиду), хотя предыдущие исследователи указывали на подобные факты (Л. Я. Харитонов). Нам удалось отметить развитие амфибола по пироксену (диопсид-геденбергит) в соседней маленькой интрузии (рис. 5).

Кроме кианита и граната, относимых нами к наложенной высокотемпературной минерализации, зафиксировано развитие эпидота, мусковита,



рутила, биотита. Все перечисленные минералы развивались часто в ассоциации с гранатом, кианитом и относятся нами также к высокотемпературной наложенной минерализации. Эпидот, ассоциируясь часто с кианитом, развивается обычно по плагиоклазу гнейсов, амфиболитов и плагиоклазитов. Рутил развит в рассматриваемых породах достаточно широко в ассоциации со всеми указанными минералами.

Мусковитизация проявлена не очень интенсивно. Наиболее интенсивно ее проявление отмечено в контакте с амфиболитами в биотитовых гнейсах, где мусковит развивался по биотиту и кианиту. Кроме того, в аплитовидной породе мусковит развивался по плагиоклазу. Наиболее интенсивная

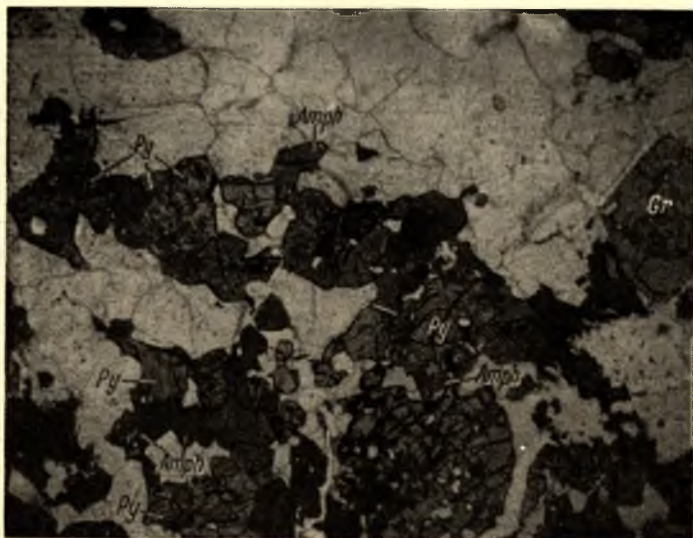


Рис. 5. Развитие амфибола (Amph) по пироксену (Py) в габбро-норите. Увел. 21, без анализатора, пл. 287-2.

биотитизация проявлена в тектонических трещинах и контакте биотитовых гнейсов с амфиболитами. В амфиболите биотит представляет обычный продукт изменения амфибола.

Кроме высокотемпературной наложенной минерализации, наблюдалась средне- и низкотемпературная минерализация. К среднетемпературной наложенной минерализации относится нами серицитизация. Проявлена последняя довольно слабо. Серицит образуется главным образом по плагиоклазу вблизи контакта с интрузией и в тектонических трещинках. Хлоритизация нами относится к низкотемпературной гидротермальной наложенной минерализации. Этот процесс вблизи тектонических трещинок развивался не очень интенсивно как во вмещающих биотитовых гнейсах, так и в амфиболитизированных габбро-норитах, где хлорит развивается по биотиту и, по-видимому, по амфиболу.

Таким образом, кианит, гранат, эпидот, рутил, мусковит и др. являются образованиями более поздними по времени, чем рассматриваемые нами породы — биотитовые гнейсы и амфиболиты. Они образовались, по-видимому, в результате проявления высокотемпературного гидротермального метаморфизма, связанного с магматическим очагом.

В состав указанных минералов в большом количестве входят следующие элементы: алюминий, кремний, железо, титан и в меньшей мере кальций, магний, калий, натрий, водород. Указанные элементы могут быть получены

# Химические анализы габбро-норитов и их измененных разновидностей и расчет привноса вещества при различных изменениях

Окислы	Габбро-норит крупнозернистый, обр. 325-В			Габбро-норит мелкозернистый, обр. 325-В			Амфиболит с гранатом, обр. 1153-10			Привнос и вынос	Амфиболит с гранатом и кианитом, обр. 288-2			Привнос и вынос
	вес. %	пересчет на 100%	г/100 см <sup>3</sup> породы без пор	вес. %	пересчет на 100%	г/100 см <sup>3</sup> породы без пор	вес. %	пересчет на 100%	г/100 см <sup>3</sup> породы без пор		вес. %	пересчет на 100%	г/100 см <sup>3</sup> породы без пор	
SiO <sub>2</sub>	52.60	52.48	164.79	50.95	50.69	160.68	48.24	48.26	146.71	$\frac{-18.08}{-13.97}$	50.73	50.59	150.76	$\frac{-14.03}{-9.92}$
TiO <sub>2</sub>	0.69	0.69	2.17	0.69	0.69	2.18	1.07	1.07	3.25	$\frac{+1.08}{+1.07}$	1.03	1.03	3.07	$\frac{+0.90}{+0.89}$
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.62	12.59	39.53	12.42	12.36	39.18	22.50	22.51	68.43	$\frac{+28.90}{+29.25}$	21.92	21.86	65.14	$\frac{+25.61}{+25.96}$
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.24	2.24	7.03	0.68	0.68	2.15	3.11	3.11	9.45	$\frac{+2.42}{+7.30}$	2.06	2.05	6.11	$\frac{-0.92}{+3.96}$
FeO	8.51	8.49	26.65	9.52	9.47	30.01	7.04	7.04	21.40	$\frac{-5.26}{-8.61}$	6.32	6.30	18.77	$\frac{-7.89}{-11.24}$
MnO	0.18	0.18	0.56	0.18	0.18	0.57	0.13	0.13	0.40	$\frac{-0.16}{-0.17}$	0.06	0.06	0.18	$\frac{-0.38}{-0.39}$
MgO	9.75	9.73	30.55	12.56	12.50	39.62	5.21	5.21	15.84	$\frac{-14.71}{-23.78}$	5.62	5.60	16.69	$\frac{-13.86}{-22.93}$
CaO	9.21	9.19	28.86	10.31	10.26	32.52	7.78	7.78	23.65	$\frac{-5.21}{-8.87}$	8.76	8.74	26.04	$\frac{-2.82}{-6.48}$
Na <sub>2</sub> O	2.62	2.61	8.19	1.65	1.64	5.20	3.80	3.80	11.55	$\frac{+3.36}{+6.35}$	1.95	1.95	5.81	$\frac{-2.38}{+0.61}$
K <sub>2</sub> O	0.70	0.70	2.20	0.40	0.40	1.27	0.20	0.20	0.61	$\frac{-1.59}{-0.66}$	0.45	0.45	1.34	$\frac{-0.86}{+0.07}$



Продолжение

Окислы	Габбро-норит крупнозернистый, обр. 325-Б			Габбро-норит мелкозернистый, обр. 325-В			Амфиболит с гранатом, обр. 1153-10			Привнос и вынос	Амфиболит с гранатом и кианитом, обр. 288-2			Привнос и вынос
	вес. %	пересчет на 100%	г/100 см <sup>3</sup> породы без пор	вес. %	пересчет на 100%	г/100 см <sup>3</sup> породы без пор	вес. %	пересчет на 100%	г/100 см <sup>3</sup> породы без пор		вес. %	пересчет на 100%	г/100 см <sup>3</sup> породы без пор	
H <sub>2</sub> O	0.12	0.12	0.38	0.06	0.06	0.19	0.10	0.10	0.30	$\frac{-0.07}{+0.11}$	0.12	0.12	0.36	$\frac{-0.02}{+0.17}$
П. п. п.	0.98	0.98	3.08	1.00	0.99	3.14	0.79	0.79	2.40	$\frac{-0.67}{-0.77}$	1.25	1.25	3.73	$\frac{+0.65}{+0.59}$
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сл.	—	—	0.08	0.08	0.25	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ	100.22	100	314.00	100.50	100	316.96	99.97	100	303.99		100.27	100	298.0	
Объемный вес	3.14			3.17			3.04				2.98			

Продолжение

Окислы	Амфиболит с гранатом и кианитом, обр. 1153-15			Привнос и вынос	Амфиболит с гранатом и кианитом, обр. 1153-5			Привнос и вынос	Амфиболит с гранатом и кианитом, обр. 1153-21			Привнос и вынос	Амфиболит с гранатом и кианитом, обр. 1153-9			Привнос и вынос
	вес. %	пересчет на 100%	г/100 см <sup>3</sup> породы без пор		вес. %	пересчет на 100%	г/100 см <sup>3</sup> породы без пор		вес. %	пересчет на 100%	г/100 см <sup>3</sup> породы без пор		вес. %	пересчет на 100%	г/100 см <sup>3</sup> породы без пор	
SiO <sub>2</sub>	39.72	39.53	113.45	$\frac{-51.34}{-47.23}$	42.46	42.26	136.92	$\frac{-27.87}{-23.79}$	58.46	58.33	175.57	$\frac{+10.78}{+14.89}$	40.45	40.49	132.00	$\frac{-32.79}{-28.68}$
TiO <sub>2</sub>	1.03	1.02	2.93	$\frac{+0.76}{+0.75}$	1.50	1.49	4.83	$\frac{+2.66}{+2.65}$	1.10	1.10	3.31	$\frac{+1.14}{+1.13}$	1.53	1.53	4.99	$\frac{+2.82}{+2.81}$
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.52	30.37	87.16	$\frac{+47.63}{+47.98}$	21.65	21.55	69.82	$\frac{+30.29}{+30.64}$	19.33	19.29	58.06	$\frac{+18.53}{+18.88}$	29.12	29.15	95.03	$\frac{+55.50}{+55.85}$
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.10	4.08	11.71	$\frac{+4.68}{+9.56}$	4.16	4.14	13.41	$\frac{+6.38}{+1.26}$	2.29	2.28	6.86	$\frac{-0.17}{+4.71}$	4.24	4.24	13.82	$\frac{+6.79}{+11.67}$

Окислы	Амфиболит с гранатом и кианитом, обр. 1153-15			Привнос и вынос	Амфиболит с гранатом и кианитом, обр. 1153-5			Привнос и вынос	Амфиболит с гранатом к кианитом, обр. 1153-21			Привнос и вынос	Амфиболит с гранатом и кианитом, обр. 1153-9			Привнос и вынос
	вес. %	пересчет на 100%	г/100 см <sup>3</sup> породы без пор		вес. %	пересчет на 100%	г/100 см <sup>3</sup> породы без пор		вес. %	пересчет на 100%	г/100 см <sup>3</sup> породы без пор		вес. %	пересчет на 100%	г/100 см <sup>3</sup> породы без пор	
FeO	3.81	3.79	10.88	$\frac{-15.78}{-19.13}$	11.42	11.37	36.84	$\frac{+10.18}{+6.83}$	6.17	6.16	18.54	$\frac{-8.12}{-11.47}$	10.00	10.01	32.63	$\frac{+5.97}{+2.62}$
MnO	0.06	0.06	0.17	$\frac{-0.39}{-0.40}$	0.26	0.26	0.84	$\frac{+0.28}{+0.27}$	0.09	0.09	0.27	$\frac{-0.29}{-0.30}$	0.23	0.23	0.75	$\frac{+0.19}{+0.18}$
MgO	4.15	4.13	11.83	$\frac{-18.70}{-27.77}$	7.81	7.77	25.17	$\frac{-5.38}{-14.45}$	5.09	5.08	15.29	$\frac{-15.26}{-24.33}$	7.33	7.34	23.93	$\frac{+6.62}{+15.69}$
CaO	13.64	13.57	38.94	$\frac{+10.08}{+6.42}$	7.44	7.41	24.01	$\frac{-4.85}{-8.51}$	4.01	4.00	12.04	$\frac{-16.82}{-20.48}$	5.44	5.44	17.73	$\frac{-11.13}{-14.79}$
Na <sub>2</sub> O	0.87	0.87	2.50	$\frac{-5.69}{-2.70}$	1.95	1.94	6.28	$\frac{-1.91}{-1.08}$	1.60	1.59	4.79	$\frac{-3.40}{-0.41}$	0.90	0.90	2.93	$\frac{-5.26}{-2.27}$
K <sub>2</sub> O	0.50	0.50	1.43	$\frac{-0.77}{+0.16}$	0.45	0.45	1.46	$\frac{-0.74}{+0.19}$	0.90	0.90	2.71	$\frac{+0.51}{+1.44}$	0.35	0.35	1.14	$\frac{-1.06}{-0.13}$
H <sub>2</sub> O	0.20	0.20	0.57	$\frac{+0.19}{+0.38}$	0.15	0.15	0.49	$\frac{+0.11}{+0.30}$	0.20	0.20	0.60	$\frac{+0.22}{+0.41}$	0.11	0.11	0.36	$\frac{-0.02}{+0.17}$
П. п. п.	1.89	1.88	5.40	$\frac{+2.32}{+2.26}$	1.21	1.21	3.92	$\frac{+0.84}{+0.78}$	0.98	0.98	2.95	$\frac{-0.13}{-0.19}$	0.21	0.21	0.68	$\frac{-2.40}{-2.46}$
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ	100.49	100	286.99		100.46	100	323.99		100.22	100	300.99		99.91	100	325.99	
Объем- ный вес	2.87				3.24				3.01				3.26			

Примечание. В числителе привнос и вынос вещества относительно обр. 325-Б, в знаменателе — относительно обр. 325-В. Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии Карельского филиала АН СССР (обр. 288-2; 1153-9; 1153-15 — аналитиком А. И. Федосеевой; обр. 1153-10; 1153-5; 1153-21 — аналитиком В. А. Кукиной; обр. 325-Б, 325-В — аналитиком Н. Д. Мальковой).



из самой породы и по пути следования циркулирующих «водных растворов», а также привнесены «растворами» или «растворами-расплавами» из глубинного магматического очага. Нам представляется, что в небольшом количестве использовались внутренние ресурсы пород и в большей мере отдельные элементы привносились.

Для подтверждения геологических выводов о метасоматическом более позднем образовании указанных минералов приведем данные некоторых пересчетов химических анализов. При пересчетах по Ниггли все амфиболиты показывают повышенную глиноземистость (положительное зна-

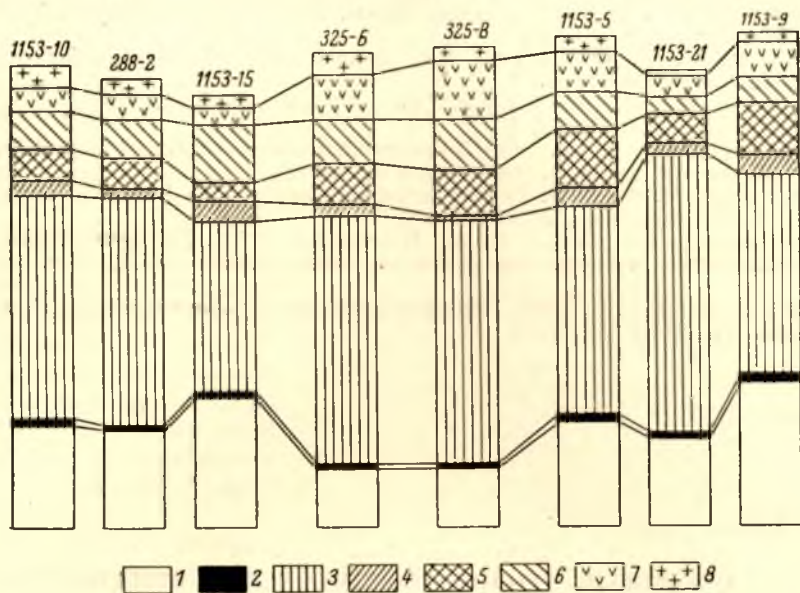


Рис. 6. Диаграмма привноса и выноса вещества в габбро-норитах при высокотемпературном метасоматозе.

1 —  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; 2 —  $\text{TiO}_2$ ; 3 —  $\text{SiO}_2$ ; 4 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ; 5 —  $\text{FeO}$ ; 6 —  $\text{CaO}$ ; 7 —  $\text{MgO}$ ; 8 —  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ .

чение  $t$ ) и недостаток  $\text{SiO}_2$ . Путем пересчета по методу Барта получается привнос  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и вынос  $\text{SiO}_2$ . Хотя указанный метод показывает привнос такого элемента, как алюминий, мы к пересчетам по этому методу относимся осторожно, так как при этом не учитывается, что при процессах метасоматоза, происходящих, как правило, в тектонически измененных породах, объем породы не остается постоянным. Поэтому нами принят другой метод пересчета химических анализов с учетом объемного веса, т. е. расчет привноса и выноса главных элементов производится в граммах на  $100 \text{ см}^3$  породы при сравнении минимально и максимально измененных пород.

При сравнении двух образцов минимально измененных габбро-норитов (крупнозернистых и мелкозернистых, обр. 325-Б и 325-В) и в значительной степени измененных основных пород комплекса друзитов (амфиболитов) в количестве 6 образцов (288-2, 1153-10, 1153-15, 1153-5, 1153-21, 1153-9) устанавливается значительный привнос в измененные породы  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (см. таблицу; рис. 6). Остальные элементы выносятся и привносятся в основном в незначительном количестве.

Таким образом, расчет привноса и выноса элементов наиболее точным и объективным методом показывает значительный привнос  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , который многими считается неподвижным. Мы склонны считать что  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , вероятно,

привносится из кислого глубинного магматического очага по тектоническим разломам и в меньшей мере заимствуется по пути следования «растворов» из вмещающих пород.

## ЛИТЕРАТУРА

- Б е л ь к о в И. В. 1957. Кейвские кианитовые месторождения. В сб.: Богатства недр Кольского полуострова. Изд. Кольск. фил. АН СССР, Мурманск.
- Б е л ь к о в И. В. 1962. Кианит из кианитовых сланцев Кейв. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, Изд. Кольск. фил. АН СССР, вып. II, Апатиты.
- Б о р и с о в П. А. 1940. Большие Кейвы. В сб.: Проблема Кольских кианитов, № 9, Гостеолтехиздат, Л.—М.
- Д и р У. А., Р. А. Х а у и, Дж. З у с м а н. 1965. Породообразующие минералы. Т. I, изд. «Мир», М.
- Д и р У. А., Р. А. Х а у и, Дж. З у с м а н. 1965. Породообразующие минералы. Т. II, изд. «Мир», М.
- К у з н е ц о в а Ф. В. 1961. Гранат-дистеновые породы Негеро-Жукжского района (Патомское нагорье), Сов. геология, № 8.
- К у м а р и Н. А. 1937. Генезис кейвского кианита на Кольском полуострове. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Л у т к о в с к а я Т. А., В. А. К о н ш и н. 1968. Научные основы оценки прогнозных запасов мусковита по региону Северо-Запада СССР. Сов. геология, № 3.
- Н а л и в к и н А. Б. 1966. Критерии последовательности и способа образования минералов. Тр. ВСЕГЕИ, т. 65.

---

*Н. Д. Малов*

### НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ ГРАНИТИЗАЦИИ ГНЕЙСОВ ПРИБРЕЖНОЙ ЧАСТИ БЕЛОГО МОРЯ (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

Петрографическое и геохимическое изучение образцов гранитизированных пород прибрежной полосы Белого моря позволило получить автору новые данные о поведении ряда рассеянных элементов при гранитизации гнейсов (рис. 1).

Наибольшим распространением в районе пользуются породы керетской и хетоламбинской свит беломорского комплекса, представленные главным образом существенно биотитовыми гнейсами (с переменным количеством эпидота и роговой обманки) и амфиболитами. Пласты амфиболитов в большей степени характерны для разреза пород хетоламбинской свиты и располагаются в его основании. В этой же части разреза хетоламбинской свиты встречаются редкие и маломощные прослои глиноземистых гранато-биотитовых гнейсов, отсутствующие в разрезе керетских пород.

В структурном отношении породы обеих свит образуют моноклиналь с падением на СВ 40—60° под углами 30—45°, осложненную серией поперечных и продольных складок. Поперечные складки, простирающиеся в СВ 60—80° направлении и по своим размерам (10—20 км) относящиеся к структурам второго порядка, наблюдаются почти исключительно в полосе распространения хетоламбинских пород (Постельноозерская, Лоухская и Пиземская антиклинали). Среди вышележащих пород керетской свиты поперечные складки развиты слабо, уступая здесь место множеству продольных складок изолированного типа с размахом крыльев 2—5 км — антиклинали третьего порядка района оз. Уракко, мыса Толстик, оз. Сидо-



рова и др. Конфигурация складок второго и третьего порядков подчеркивается цепочками согласных интрузий ортоамфиболитов и друзитов.

С указанными складками структурно (и, вероятно, генетически) сопряжены надвиговые и сбросо-сдвиговые тектонические нарушения. Примечательно, что некоторые из этих нарушений, по данным Н. П. Голочалова, сопровождаются ореолами интенсивной гранитизации гнейсовых пород.

Известно (Судовиков, 1939; Неуструев, 1938; Салон, 1940; Мишарев и др., 1960; Шуркин и др., 1962, и др.), что степень гранитизации пород заметно убывает от побережья Белого моря вглубь материка (т. е. от пород керетской свиты к породам хетолабамбинской и чупинской свит). Участки предельной гранитизации гнейсов отмечены появлением крупных ( $0.1-10 \text{ км}^2$ ) зон и тел гранитоидов, сконцентрированных в прибрежной полосе шириной  $1.5-2 \text{ км}$ , в основном к югу от широты Чупинского залива.

По данным полевых наблюдений, гранитовидные породы (гранитоиды, гранито-гнейсы) приурочены:

1) к замкам и крыльям складок, образуя крупные пластообразные залежи (район Калитинской структуры);

2) к крупным позднескладчатым разрывам надвигового типа (гранитизированные зоны района Сонострова, Крестовых озер и др.);

3) к экзоконтактам согласных, реже секущих тел ортоамфиболитов и метагабброидов, а также к зонам мелких тектонических нарушений сколового типа или к структурам будинаж (небольшие ореолы гранитизации западной оконечности Шарапова мыса, мыс Черный Камень и др.).

В большинстве случаев тела и зоны гранитоидов характеризуются расплывчатыми очертаниями и постепенно переходят во вмещающие их гнейсы, наследуя иногда текстуры пластических деформаций в них, подвороты гнейсов вблизи сколовых трещин, структуры будинаж и т. п. В направлении к центральной части тел гранитоидов участки сланцеватой или слабополосчатой текстуры сменяются участками почти массивных пород; параллельно наблюдается укрупнение зернистости — от мелкозернистой ( $1-1.5 \text{ мм}$ ) в краевых частях тел до среднезернистой ( $2-3.5 \text{ мм}$ ) в центральных. Особенно наглядно процесс гомогенизации гнейсов и укрупнения их зернистости прослеживается в участках развития очковых гранито-гнейсов или тел порфиробластических гранитоидов (район оз. Попова, с. Кереть, Черной губы и др.). Одновременно с изменением

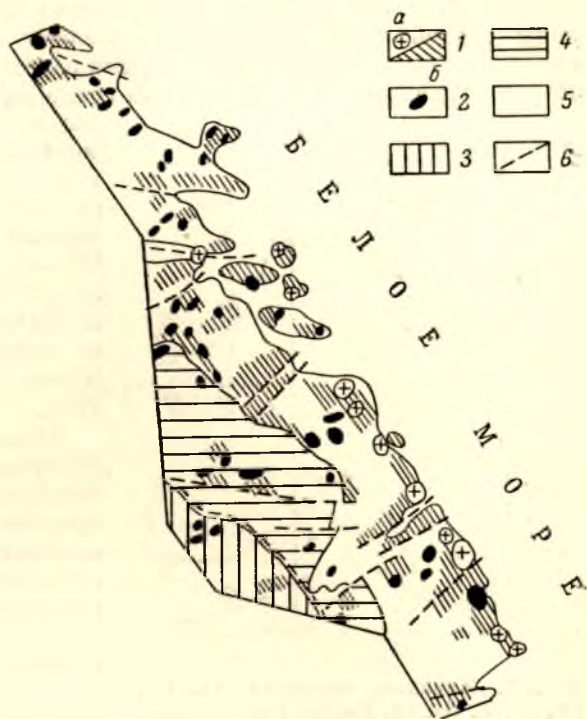


Рис. 1. Схема геологического строения района (по Голочалову, 1963).

1 — гранитоиды: а — массивные, б — зоны гранитизации; 2 — тела метагабброидов; 3 — боярская свита глиноземистых гнейсов; 4 — хетолабамбинская свита; 5 — керетская свита; 6 — позднескладчатые тектонические нарушения (надвиги, сбросы и т. п.), омоложенные.

структурно-текстурных особенностей породы постепенно приобретают характерную коричневатую-розовую окраску, связанную с возрастанием степени микроклинизации. Полевые и петрографические наблюдения показывают, что первоначально микроклинизация захватывает только кварцево-плагиоклазовые прослойки, а затем и субстрат гнейса, как бы пропитывая в массивных разностях весь объем породы.

Продукты гранитизации существенно биотитовых гнейсов представлены серией гнейсовидных и массивных пород кислого ряда (иногда связанных между собой постепенными переходами) — от кварцевых диоритов до нормальных гранитов, реже граносиенитов. Средний (из просмотра

более 320 шлифов) количественно-минералогический состав типичного гранитоида района следующий: альбит-олигоклаз (в гранодиоритах — кислый андезин) — 35—60%, кварц — 20—60, чаще 30%; микроклин — 5—30, чаще 10—20%, мусковит — 3—20%; биотит (коричневатый-зеленый в шлифе) — 3—15%; роговая обманка железистого ряда — до 5—10%.

Второстепенные и акцессорные минералы ( реликтовые и вновь образованные в процессе гранитизации) представлены эпидотом, гранатом, апатитом, ортитом, сфеном, рутилом, магнетитом; поздние вторичные минералы — альбитом, хлоритом, кварцем, карбонатом, серицитом, пренитом, лейкоксенном, редко скаполитом, каолиноподобными минералами, паритом и лимонитом.

Микроструктура гранитоидов и гранито-гнейсов гранобластовая, лепидо-(немато-)гранобластовая, порфиробластовая с субгранитной структурой

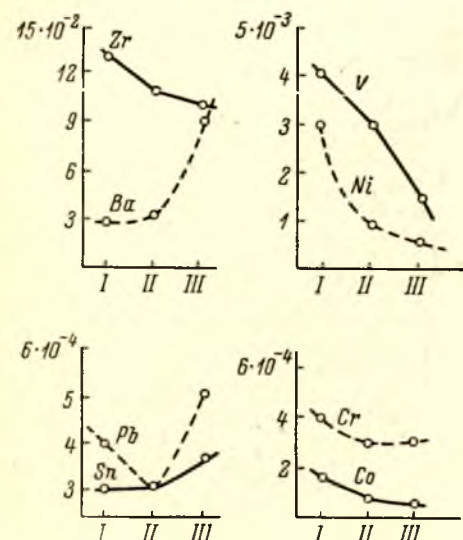


Рис. 2. Характер миграции Ba, Pb, Sn, Zr, V, Ni, Cr, Co при гранитизации гнейсов керетской свиты.

Степень гранитизации: I — слабая; II — средняя; III — сильная.

турой основной ткани (шл. 8123, шк. 1851, Кив-губа), редко микропегматитовая. Структурный рисунок пород нередко в значительной степени осложняется явлениями перекристаллизации и метасоматического замещения, выраженного в коррозионных формах развития микроклина (антипериты замещения, межгранулярная резорбция) и в окварцевании (метабласты кварца, симплектитовые его выделения и т. п.).

Замещение и разложение темноцветных минералов (эпидот, биотит, амфибол, гранат) и плагиоклаза гнейсов, а также обогащение их кварцем, микроклином и слюдами указывают на вынос щелочных земель, железа, частично глинозема и на привнос щелочей (в основном калия) и кремнекислоты. Для изучения хода миграции петрогенных и рассеянных элементов при гранитизации гнейсов было отобрано 45 проб, представляющих разные участки тел гранитоидов, гранито-гнейсов и вмещающих гнейсов района Сонострова, Сухой губы и Крестовых озер. Из них 7 проб, характеризующих породы района Сонострова и Сухой губы, подверглись химическому анализу, а 38 проб из зоны гранитизации Крестовых озер — количественному спектральному анализу.

Химические анализы (см. таблицу) подтверждая петрографические наблюдения, показывают, что в процессе усиления гранитизации идет прогрессивное накопление  $\text{SiO}_2$  (от 62.5 до 73.6%), количество  $\text{K}_2\text{O}$  уве-



# Результаты химических анализов гранитизированных пород керетской свиты

Окислы	Слабая гранитизация; умеренная микроклинизация метатекта эпидото-биотитового гнейса				Средняя гранитизация и микроклинизация метатекта и гнейсового субпарга (гранито-гнейс), пр. 529	Сильная гранитизация; массивный гранит			
	пр. 691	пр. 515	пр. 517	среднее		пр. 670	пр. 844	пр. 1015	среднее
SiO <sub>2</sub>	62.62	66.51	65.13	62.4	72.45	73.2	73.69	73.81	73.57
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.41	0.58	0.46	0.13	0.28	0.22	0.2	0.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.75	16.4	16.25	16.8	13.72	13.63	13.07	13.52	13.41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.13	0.87	0.79	0.93	1.00	0.36	0.57	0.19	0.37
FeO	2.87	3.16	3.23	3.1	1.72	1.72	2.0	1.58	1.77
MnO	0.07	0.03	0.03	0.04	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02
MgO	2.2	2.25	1.58	2	0.76	0.70	0.78	0.6	0.7
CaO	4.5	5.4	4.07	4.66	1.55	2.12	1.31	1.98	1.8
Na <sub>2</sub> O	5.4	3.4	4.55	4.45	3.95	3.55	3.3	3.15	3.3
K <sub>2</sub> O	1.8	1.15	1.45	1.47	4.9	4.2	4.35	4.3	4.3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0.13	0.2	0.11	0.03	0.06	0.05	0.06	0.05
SO <sub>3</sub>	—	0.01	0.06	0.02	0.11	0.03	0.06	0.04	0.04
П. п. п.	0.56	0.48	0.78	0.6	0.17	0.22	0.35	0.15	0.26
Сумма	99.29	100.20	99.82	99.77	100.52	100.08	99.78	99.60	99.82
Отношение молекуляр- ных коли- честв FeO : MgO	1 : 1.37	1 : 1.27	1 : 0.9	1 : 1	1 : 0.8	1 : 0.7	1 : 0.7	1 : 0.68	1 : 0.7

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории СЗТУ.

личивается в 3—3.5 раза, а Na<sub>2</sub>O падает до 3.3%. Параллельно происходит сокращение количества Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (на 3—3.5%), CaO (более чем в 2.5 раза), MgO (в 3 раза), суммы окислов железа (почти в 2 раза), MnO и TiO<sub>2</sub> (в 1.5—2 раза).

Интересно отметить, что гранитизация весьма незначительно искажает постоянство отношения FeO к MgO в исходном гнейсе, что ранее отмечалось В. И. Лебедевым (1951), правда, применительно к процессам метаморфизма друзитов. При рассмотрении результатов полуколичественных спектральных определений (рис. 2) видно, что процессы гранитизации гнейсов сопровождаются тенденцией к накоплению в конечных продуктах Ba, Pb и Sn и обеднению их Zr, V, Ni, Cr и Co.

Как известно, накопление Ba и Pb связано с процессами обогащения пород калиевым полевым шпатом, а увеличение содержания Sn — с обогащением породы кремнекислотой, на что указывалось, например, Л. В. Таусоном (1961). Вынос Zr следует, очевидно, связывать с разрушением концентрирующих его минералов — биотита, роговой обманки и сфена. Попутное уменьшение концентраций Ni, Co, Cr и V также связано с разрушением биотита.

Таким образом, геологические, петрографические и геохимические наблюдения указывают на значительную роль калиево-кремневого метасоматоза при изменении биотитовых гнейсов в гранитоидные породы.

Установлено, что синхронно с накоплением SiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O происходит обогащение гранитизированных гнейсов Ba, Pb и Sn, а обеднение их CaO, MgO, FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, MnO и TiO<sub>2</sub> сопровождается выносом Zr и элементов семейства железа — V, Ni, Cr и Co. При этом железисто-маг-

незначительный коэффициент исходных гнейсов искажается очень незначительно, что свидетельствует, в частности, о тесной петрохимической связи изученных гранитоидов с вмещающими гнейсами.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Лебедев В. И. 1951. К вопросу о процессах образования друзитов пироксено-гранатовых амфиболитов и амфиболов. Тр. Лен. общ. естествоисп., т. 68, вып. 2.
- Мишарев Д. Т., А. С. Амеландов, А. И. Захарченко, В. С. Смирнова. 1960. Стратиграфия, тектоника и пегматитоносность Северо-Западного Беломорья. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 31.
- Неуструев Ю. С. 1938. К изучению стратиграфии и метаморфизма кристаллических пород Северной Карелии. Тр. Лен. геол.-развед. треста, вып. 20.
- Салоп Л. И. 1940. Геология пегматитовых месторождений Северной Карелии. Уч. зап. ЛГУ, № 45.
- Судовиков Н. Г. 1939. Материалы по петрологии Западного Беломорья (гранитизация пород Беломорья). Тр. Лен. геол. управл., вып. 19.
- Таусон Л. В. 1961. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд. АН СССР. М.
- Шуркин К. А., Н. В. Горлов, М. Е. Салье, В. Л. Дук, Ю. В. Никитин. 1962. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД, вып. 14, Изд. АН СССР, М.—Л.

---

*Л. П. Свириденко, В. Н. Кожесвииков*

#### ЭВОЛЮЦИЯ БИОТИТА ПРИ ГРАНИТИЗАЦИИ

Биотит является одним из наиболее распространенных породообразующих минералов метаморфических пород. Широкое поле устойчивости его от эпидото-амфиболитовой до гранулитовой фации и присутствие как в глиноземистых и богатых кальцием метаморфических породах, так и в продуктах их гранитизации дает возможность проследить изменение состава биотита в полиметаморфизованных и гранитизированных комплексах и тем самым полнее изучить петрологию ультраметаморфизма и метаморфизма.

В настоящей статье рассматривается изменение биотита, входящего в состав полиметаморфизованных и гранитизированных образований, слагающих фундамент карелид в районе оз. Верхнего Куйто.

**Эволюция материнских пород.** Материнские породы биотитов представлены биотитизированными амфиболитами, гранато-амфиболо-биотитовыми, амфиболо-биотитовыми и биотитовыми плагио-гранито-гнейсами и плагиогранитами.

Метаморфические породы района оз. Верхнее Куйто, претерпевшие в архейское время метаморфизм гранулитовой фации, в нижнем протерозое испытывали наложенный метаморфизм амфиболитовой и частично эпидото-амфиболитовой фаций. Ассоциации, отвечающие гранулитовой фации, сохранились лишь в виде мелкозернистых реликтовых прослоев. Главным свидетельством широкого первоначального развития гранулитовой фации является наличие в амфиболитах неравновесного пироксена, принадлежность амфибола, входящего в состав гнейсов и амфиболитов, к гранулитовой фации (Закруткин, 1968) и присутствие основного андезина среди неравномерно перекристаллизованного и раскисленного плагиоклаза гнейсов.



В период раннекарельской складчатости породы испытали интенсивную перекристаллизацию с образованием плагиогранито-гнейсов и гнейсовидных плагиогранитов. Перекристаллизованные породы имеют довольно пестрый состав (от кварцевых диоритов до плагиогранитов), но для простоты изложения в дальнейшем мы их будем называть плагиогранитами.

Температура образования биотита, рассчитанная по соотношению составов сосуществующих граната и биотита, приблизительно равна 600°. По составу материнских пород биотиты подразделяются на следующие группы (табл. 1):

а) биотит из амфиболитов, гранато-биотито-амфиболовых и биотито-амфиболовых гнейсов (в ассоциации с кварцем, плагиоклазом, амфиболом, гранатом, пироксеном);

б) биотит амфиболо-биотитовых и биотитовых гнейсов (в ассоциации с кварцем, плагиоклазом, амфиболом, микроклином, мусковитом);

в) биотит плагиогранито-гнейсов и плагиогранитов (в ассоциации с кварцем, плагиоклазом, микроклином).

Кроме того, что эти группы отличаются по составу материнских пород, выделение их имеет генетический смысл, поскольку плагиограниты образуются в результате перекристаллизации амфиболитов и гнейсов.

**И з о м о р ф и з м.** Для того чтобы проследить изменение состава биотитов в рассмотренных условиях и получить объективный фактический материал для суждения об изоморфизме, мы обратились к корреляционному анализу химического состава биотитов. Проблема изучения связей между элементами в минералогии и петрографии освещалась А. Б. Вистелиусом (1956), и в настоящее время корреляционный анализ находит широкое применение при решении сложных вопросов петрологии и геохимии. В данном случае применение корреляционного анализа дает нам возможность рассматривать связи между отдельными катионами в составе биотита как между случайными величинами. Пересчитывая химический состав минерала на кристаллохимическую формулу, обычно исходят из теоретических предпосылок о структуре биотита вообще. Такая формула не всегда правильно отражает вхождение катиона в ту или иную координацию в проанализированном биотите. Так, непосредственное определение Al в различных координациях не производится и разделение его на  $Al_{VI}$  и  $Al_{IV}$  является искусственным. Содержание  $Al_{IV}$  полностью определяется количеством Si в биотите. Как будет показано ниже, корреляционный анализ устанавливает криволинейный характер связи Si— $Al_{IV}$ . В случае соответствия количества  $Al_{IV}$  в природном биотите требованию общей кристаллохимической формулы коэффициент корреляции между этими величинами должен быть близок к единице. Более того, кристаллохимическая формула минерала дает лишь количественное содержание катионов, но не указывает на характер и силу связи между катионами. Этот пробел позволяет восполнить корреляционный анализ состава биотитов. Установление характера и силы связи между катионами как случайными величинами дает возможность полнее разобраться в вопросах изоморфизма в биотите.

Корреляционный анализ биотитов был выполнен в лаборатории математической геологии Института геологии Карельского филиала АН СССР. Расчеты производились О. Л. Сафроновой по программе, составленной В. Л. Фейнбергом и О. Л. Сафроновой на ЭВМ «Минск-22».

При проведении корреляционного анализа группы «а», «б» и «в» объединены в общую группу. Кроме того, группа «в» рассмотрена отдельно. Однородность выборки общей группы проверялась построением гистограмм отдельных окислов. Для всех окислов характерны одновершинные симметричные кривые распределения подобно нормальному. Геологи-

# Кристаллохимические формулы биотитов

Группы	Номера образцов	K	H <sub>2</sub> O+	Na	Ca	Σ	Mg	Mn	Fe''	Fe'''	Ti	Al <sub>VI</sub>	Σ
а	5/12	0.72	—	0.04	0.04	0.80	1.69	0.02	0.93	0.22	0.15	—	3.01
	23/12	0.82	0.04	0.05	0.09	1.00	0.99	0.02	1.29	0.16	0.27	0.27	3.00
	25/6к	0.88	0.04	0.03	0.05	1.00	0.99	—	1.27	0.28	0.10	0.36	3.00
	25/29	0.85	0.07	0.05	0.09	1.00	0.96	0.02	1.29	0.36	0.07	0.30	3.00
	288/6	0.77	0.09	0.03	0.11	1.00	1.33	0.01	0.78	0.44	0.15	0.29	3.00
	1009/3	0.95	0.02	0.02	0.01	1.00	1.33	—	1.00	0.20	0.20	0.27	3.00
	1010	0.79	0.05	0.05	0.11	1.00	1.10	0.01	1.25	0.11	0.21	0.32	3.00
б	5/11	0.89	0.05	0.04	0.02	1.00	0.98	0.02	1.34	0.20	0.16	0.30	3.00
	173/1	0.89	0.06	0.03	0.02	1.00	1.18	0.01	1.04	0.45	0.21	0.11	2.99
	182/2а	0.91	0.04	0.03	0.02	1.00	1.05	0.02	1.14	0.33	0.21	0.25	3.00
	247	0.87	0.11	0.02	—	1.00	0.80	0.01	1.09	0.30	0.07	0.73	3.00
	1013	0.74	0.13	0.02	0.02	0.91	1.19	0.01	1.03	0.17	0.19	0.41	3.00
в	29/4а	0.84	0.09	0.05	0.02	1.00	1.16	0.01	1.15	0.27	0.12	0.27	2.98
	38/2	0.87	0.09	0.04	—	1.00	1.22	0.01	1.07	0.18	0.20	0.32	3.00
	38/4	0.81	0.08	0.05	0.06	1.00	1.19	0.01	1.16	0.17	0.10	0.37	3.00
	39/9	0.82	0.10	0.04	0.04	1.00	1.15	0.01	1.03	0.24	0.11	0.46	3.00
	67/10	0.83	0.12	0.03	0.02	1.00	1.37	0.02	1.02	0.21	0.20	0.18	3.00
	85а	0.83	0.08	0.02	0.02	0.95	1.30	0.02	0.02	0.25	0.13	0.28	3.00
	89/3	0.86	—	0.03	0.12	1.01	1.17	0.02	1.14	0.15	0.13	0.39	3.00
	106/1	0.86	0.10	0.03	0.01	1.00	1.27	0.02	0.98	0.19	0.16	0.38	3.00
	116/2	0.82	0.16	0.02	—	1.00	1.25	0.03	1.08	0.26	0.18	0.20	3.00
	120/2	0.82	0.14	0.03	0.01	1.00	1.26	0.02	0.98	0.31	0.19	0.24	3.00
	120/5	0.86	0.06	0.03	0.05	1.00	1.31	0.01	0.89	0.27	0.21	0.31	3.00
	131	0.86	0.07	0.04	0.03	1.00	1.18	0.02	1.04	0.41	0.21	0.14	3.00
	139/5	0.86	0.04	0.04	0.06	1.00	1.12	0.05	1.12	0.35	0.22	0.14	3.00
	140/1	0.87	0.07	0.03	0.03	1.00	1.33	0.02	0.94	0.40	0.24	0.07	3.00
	146/3	0.87	0.08	0.03	0.02	1.00	1.30	0.01	1.03	0.22	0.22	0.22	3.00
	178г	0.92	0.02	0.02	0.04	1.00	1.25	—	1.04	0.25	0.20	0.26	3.00
	180	0.78	—	0.05	0.02	0.85	1.04	0.02	1.21	0.60	0.23	—	3.1
	1045	0.74	0.15	0.03	0.08	1.00	1.17	0.01	1.02	0.25	0.20	0.35	3.00
	1048	0.86	0.05	0.02	0.07	1.00	1.02	0.01	1.17	0.25	0.23	0.26	2.94
	1089/1а	0.89	0.05	0.03	0.03	1.00	1.18	0.01	1.12	0.20	0.19	0.3	3.0

Примечание.  $f$  — железистость биотита ( $f = \frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{MgO}} \cdot 100\%$ ),  $\alpha_{\text{Si}}$  — алюминий в

( $F = \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \cdot 100\%$ ),  $\alpha_{\text{VI}}$  — алюминий в октаэдрической координации

( $F_0 = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} \cdot 100\%$ ),  $Ng = Nm$  — показатель преломления биотита;  $d$  — удельный вес биотита, аналитик В. А. Доильниченко.

чески объединение всех анализов в общую группу оправдано тем, что во-первых, между материнскими породами всех трех групп в природе

Таблица 2

## Корреляция железистости и глиноземистости биотита и породы

Группы	Коррелируемые величины	Коэффициент корреляции	$r_{5\%}$
Общая	$F_{\text{Bi}} - F_{\text{пор}}$	+0.08	0.35
	$\text{Al}_{\text{VI Bi}} - \text{Al}_{\text{пор}}$	+0.14	0.35
Плагииграниты	$F_{\text{Bi}} - F_{\text{пор}}$	+0.12	0.43
	$\text{Al}_{\text{VI Bi}} - \text{Al}_{\text{пор}}$	-0.21	0.43



и некоторые их характеристики

Si	Al <sub>IV</sub>	Σ	O--	OH-	Σ	f	F	F <sub>0</sub>	a <sub>Si</sub>	a <sub>VI</sub>	Ng=Nm	d
2.71	1.29	4.00	0.08	1.92	2.00	57.4	40.5	19.1	32	0.0	1.648	3.10
2.76	1.24	4.00	0.78	1.22	2.00	56.6	59.5	11.0	31	9.0	1.650	3.095
2.79	1.21	4.00	0.64	1.36	2.00	56.2	61.0	18.1	30	12.0	1.646	3.09
2.78	1.22	4.00	0.66	1.34	2.00	57.3	63.2	21.8	30	10.0	1.650	3.04
2.78	1.22	4.00	0.83	1.27	2.00	36.9	47.4	36.1	35	3.6	—	3.09
2.72	1.28	4.00	0.58	1.42	2.00	42.9	47.3	16.7	32	9.0	1.654	3.10
2.84	1.16	4.00	0.75	1.25	2.00	53.2	55.3	8.1	29	6.7	1.653	3.07
2.76	1.24	4.00	0.55	1.45	2.00	57.8	61.1	13.0	31	10.00	1.643	3.04
2.71	1.29	4.00	0.65	1.35	2.00	46.8	55.8	30.2	32	3.7	—	3.02
2.76	1.24	4.00	0.74	1.24	1.98	52.4	58.3	22.5	31	8.3	—	3.11
2.87	1.09	3.96	0.81	1.19	2.00	57.6	63.6	20.5	29	24	—	—
2.73	1.27	4.00	0.49	1.51	2.00	46.4	50.0	14.2	32	13.7	1.655	3.08
2.72	1.28	4.00	0.45	1.55	2.00	49.8	55.0	19.0	32	9.0	1.653	—
2.80	1.20	4.00	0.61	1.39	2.00	46.9	50.4	14.5	30	10.6	—	3.095
2.77	1.23	4.00	0.49	1.51	2.00	48.9	52.6	12.00	37	12	—	3.063
2.77	1.23	4.00	0.63	1.37	2.00	47.2	52.5	18.9	31	15.3	1.645	—
2.70	1.30	4.00	0.37	1.63	2.00	41.8	47.3	20.8	32	6.00	—	3.10
2.71	1.29	4.00	0.39	1.61	2.00	43.9	49.4	19.7	32	9.3	1.644	3.08
2.78	1.22	4.00	0.71	1.29	2.00	49.3	52.5	11.6	30	13.0	1.648	—
2.79	1.21	4.00	0.59	1.41	2.00	42.8	47.4	16.9	32	12.0	—	3.03
2.67	1.33	4.00	0.33	1.67	2.00	48.4	53.8	19.4	33	6.7	1.653	—
2.66	1.34	4.00	0.46	1.54	2.00	43.7	50.7	24.0	34	8.0	1.654	3.05
2.78	1.21	3.99	0.77	1.23	2.00	40.4	47.00	23.3	30	10.3	1.653	3.07
2.72	1.28	4.00	0.65	1.35	2.00	46.8	55.1	28.2	32	4.7	1.650	3.09
2.75	1.25	4.00	0.70	1.30	2.00	50.0	56.7	23.8	37	4.7	1.660	—
2.70	1.30	4.00	0.61	1.39	2.00	41.4	50.0	28.8	32	2.3	1.652	3.08
2.75	1.25	4.00	0.57	1.43	2.00	43.9	48.9	17.9	31	7.3	—	3.06
2.79	1.21	4.00	0.72	1.28	2.00	45.4	50.2	19.4	30	8.7	1.657	3.08
2.61	1.29	3.90	0.44	1.56	2.00	54.1	63.5	26.1	32	0.0	—	3.08
2.80	1.20	4.00	0.73	1.27	2.00	46.6	52.1	19.7	30	11.7	1.662	3.04
2.79	1.19	3.98	0.80	1.20	2.00	5.20	56.8	17.6	30	8.7	—	3.09
2.78	1.22	4.00	0.64	1.36	2.00	48.9	53.0	15.9	35	10.9	—	—

тетраэдрической координации  $\left(a_{Si} = \frac{Al_{IV}}{Al_{IV} + Si} \cdot 100\%\right)$ ;  $F$  — общая железистость биотита

$\left(a_{VI} = \frac{Al_{VI}}{Mg + Mn + Fe'' + Fe''' + Ti + Al_{VI}} \cdot 100\%\right)$ ;  $F_0$  — степень окисленности биотита

г/см<sup>3</sup>. Анализы выполнялись в химической лаборатории Института геологии Карельск. фил. АН СССР,

часто наблюдаются постепенные переходы, и, во-вторых, как установлено, состав биотита не зависит от состава материнских пород (табл. 2).

Весовые окислы пересчитаны на кислородные отношения в соответствии с требованиями теоремы Вистелиуса-Сарманова (1959) о корреляции процентных величин. Ионы алюминия разделены на ионы четверной Al<sub>IV</sub> и шестерной Al<sub>VI</sub> координаций, согласно кристаллохимической формулы биотита.

Сравнение двух выборок проводилось с применением  $T$ -критерия Стьюдента (для сравнения средних значений ионов) и  $F$ -критерия Фишера для сравнения дисперсии (табл. 3). Различия в среднем содержании ионов в выделенных группах незначимы при 5%-м уровне значимости. Значимые различия при 5%-м уровне устанавливаются по различию дисперсий Ti, Al<sub>VI</sub> и Mg (Большов, Смирнов, 1965).

Для биотитов общей группы найдены оценки как парных, так и частных коэффициентов корреляции, для биотитов плагиигранитов из-за

Значения средних ( $\bar{X}$ ) содержаний элементов и дисперсий ( $D$ ), выраженные в кислородных отношениях

Группы	Число анализов	Параметры	Si	Ti	Al <sub>IV</sub>	Al <sub>VI</sub>	Fe''	Fe'''	Mn	Mg	Ca	Na	K
Общая	36	$\bar{X}$	0.244	0.018	0.109	0.027	0.097	0.022	0.001	0.104	0.005	0.003	0.072
		$D$	0.005	0.012	0.006	0.015	0.011	0.008	0.0015	0.013	0.004	0.001	0.012
Плагииграниты	18	$\bar{X}$	0.243	0.017	0.111	0.023	0.095	0.022	0.001	0.105	0.003	0.002	0.071
		$D$	0.004	0.003	0.006	0.007	0.010	0.008	0.0001	0.009	0.003	0.0007	0.017

малого числа анализов пришлось ограничиться проведением парной корреляции.

Значимые коэффициенты парной корреляции:

Для общей группы  
( $n=36$ ,  $|r_{5\%}| \geq 0.32$ )

Si-Fe''' = -0.41  
Al<sub>IV</sub>-Ca = -0.65  
Al<sub>VI</sub>-K = -0.73  
Fe''-Mg = -0.76  
Fe'''-K = -0.65  
Mg-Na = -0.40  
Al<sub>IV</sub>-Mg = +0.41

Для группы плагиигранитов  
( $n=18$ ,  $|r_{5\%}| \geq 0.48$ )

Mg-Fe'' = -0.84  
Al<sub>IV</sub>-Al<sub>VI</sub> = -0.72  
Fe'''-K = -0.60  
Ti-Al<sub>VI</sub> = -0.57  
Al<sub>VI</sub>-Fe'' = -0.49  
Al<sub>VI</sub>-Ca = +0.50

Значимые коэффициенты частной корреляции для общей группы ( $n=36$ ,  $|r_{5\%}| \geq 0.38$ ):

Al<sub>VI</sub>-K = -0.88  
Fe''-Mg = -0.86  
Mg-K = -0.64  
Al<sub>VI</sub>-Mg = -0.63  
Fe'''-K = -0.61  
Al<sub>IV</sub>-Ca = -0.54  
Ca-Mg = -0.45  
K-Fe'' = -0.47

Al<sub>VI</sub>-Fe'' = -0.47  
Al<sub>VI</sub>-Fe''' = -0.46  
K-Ca = -0.38  
Si-Fe'' = +0.46  
Si-Mg = +0.45  
Si-Al<sub>VI</sub> = +0.38  
Al<sub>IV</sub>-Mg = +0.38

Различие между парными и частными коэффициентами корреляции состоит в том, что первые выражают силу линейной связи между двумя случайными величинами при переменных значениях других величин, в то время как коэффициенты частной корреляции показывают силу связи между двумя элементами при постоянных значениях остальных элементов, т. е. исключается их влияние. При анализе результатов как парной, так и частной корреляции прежде всего обращает на себя внимание преобладание отрицательных линейных связей над положительными.

По данным частной корреляции, для биотитов общей группы значимые положительные линейные связи устанавливаются лишь для кремния: с магнием ( $r=+0.45$ ), с двухвалентным железом ( $r=+0.46$ ) и с алюминием в шестерной координации ( $r=+0.38$ ). Все остальные линейные связи между катионами отрицательные. У кремния значимые отрицательные прямолинейные связи с другими катионами отсутствуют. Корреляционная связь Si-Al<sub>IV</sub> в биотитах плагиигранитов является криволинейной, причем содержание Al<sub>IV</sub> в большей мере определяется содержанием Si, чем содержание Si определяется содержанием Al<sub>IV</sub>, так как в рассматриваемой 11-компонентной системе корреляционное отношение Si-Al<sub>IV</sub> составляет 0.43, в то время как Al<sub>IV</sub>-Si = 0.83. В биотитах общей группы характер корреляционной связи между кремнием и алю-



минием в четверной координации такой же, но сила связи  $Al_{IV}-Si$  слабее (корреляционное отношение  $Si-Al_{IV}$  составляет 0.46, тогда как  $Al_{IV}-Si = 0.68$ ).

Определенный интерес представляет связь  $Al_{IV}-Al_{VI}$  в составе биотита. Существует различие в характере связи между алюминием в шестерной и четверной координациях для биотитов выделенных групп. В биотите плагиогранитов при анализе результатов парной корреляции между ними устанавливается прямолинейная связь ( $r = -0.72$ ) и характерны высокие корреляционные отношения ( $Al_{IV}-Al_{VI} = 0.92$  и  $Al_{VI}-Al_{IV} = 0.81$ ). В биотите общей группы ни по данным парной корреляции, ни по данным частной корреляции линейных связей между алюминием, находящимся в различных структурных позициях, не устанавливается и значения корреляционных отношений значительно ниже ( $Al_{IV}-Al_{VI} = 0.63$  и  $Al_{VI}-Al_{IV} = 0.45$ ).

Если мы теперь обратимся к различию в среднем содержании алюминия в различных структурных позициях для биотитов выделенных групп, то увидим (табл. 3), что  $Al_{IV}$  на 0.0020 больше в биотите плагиогранитов при одинаковой дисперсии и  $Al_{VI}$  на 0.0040 меньше в биотите плагиогранитов при дисперсии меньшей в 2 раза. Если учесть, что в общую группу, кроме составов биотита гнейсов, входят также составы биотита плагиогранита, то следует предположить, что в биотите плагиогранитов по сравнению с биотитом гнейсов увеличивается содержание  $Al_{IV}$  и уменьшается содержание  $Al_{VI}$ .

Таким образом, при образовании плагиогранитов за счет гнейсов наблюдается стремление катиона алюминия перейти из шестерной координации в четверную координацию.

Среди установленных общей и частной корреляцией отрицательных линейных связей имеются связи между катионами в шестерной координации такие как  $Mg-Fe''$ ,  $Mg-Al_{VI}$ ,  $Al_{VI}-Fe'''$ . Они могут быть объяснены изоморфизмом между катионами в шестерной координации структуры биотита, и, по-видимому, характерны для биотита вообще, независимо от условий его образования. Несколько неожиданной явилась сильная отрицательная связь  $K$  с катионами шестерной координации. На корреляционных связях  $K$  следует остановиться подробнее.

Для биотитов общей группы по данным парной корреляции устанавливаются две значимые отрицательные прямолинейные связи  $K$  с  $Al_{VI}$  и  $Fe'''$  ( $r = -0.73$  и  $r = -0.65$  соответственно). Для них установлены следующие корреляционные отношения:  $K-Al_{VI} = 0.93$ ,  $Al_{VI}-K = 0.81$ ,  $K-Fe''' = 0.93$ ,  $Fe'''-K = 0.13$ .

Более высокое значение корреляционного отношения  $K-Fe'''$  по сравнению с корреляционным отношением  $Fe'''-K$  указывает на направленность связи и зависимость содержания  $K$  от содержания  $Fe'''$ , т. е. с увеличением  $Fe'''$  в биотите содержание  $K$  уменьшается. Аналогичный характер связи  $K$  с  $Fe'''$  сохраняется и в биотите плагиогранитов.

Выявленные парной корреляцией связи  $K$  подтверждаются результатами частной корреляции, при этом значения частных коэффициентов корреляции для этих катионов более высокие. При анализе результатов частной корреляции устанавливаются также следующие новые значимые прямолинейные связи:  $K-Mg$  ( $r = -0.64$ ),  $K-Fe''$  ( $r = -0.47$ ) и  $K-Ca$  ( $r = -0.33$ ). Взаимное влияние этих катионов на концентрацию друг друга можно видеть, анализируя значения коэффициентов уравнения множественной регрессии (рис. 1).

В биотите плагиогранитов при рассмотрении в 11-компонентной системе (парная корреляция) преобладают криволинейные связи  $K$  с другими катионами. Среди них наибольший интерес представляют близкие к функциональной связи  $K$  с  $Si$  и  $Al_{VI}$  (корреляционные отношения  $K-Si =$

0.97, тогда как  $\text{Si}-\text{K} = 0.66$ ;  $\text{K}-\text{Al}_{\text{VI}} = 0.96$ , а  $\text{Al}_{\text{VI}}-\text{K} = 0.66$ ), т. е. содержания К в большей мере изменяется с изменением содержания Si и  $\text{Al}_{\text{VI}}$  или наоборот.

Установленные корреляционные связи К с катионами шестерной координации и наличие как прямолинейных, так и более сложных криволинейных связей дают возможность предположить широкое развитие гетеровалентного изоморфизма.

В биотите общей группы, по данным парной корреляции, Na имеет единственную значимую прямолинейную связь с Mg ( $r = -0.40$ ), которая не подтверждается результатами частной корреляции. В биотите плаггиогранита значимые прямолинейные связи Na с другими катионами отсутствуют. Вместе с тем здесь устанавливаются тесные криволинейные связи Na с Si и  $\text{Fe}''$ . При этом существует близкая к функциональной зависимость содержания Na от содержания Si. Корреляционное отношение  $\text{Na}-\text{Si}$  составляет 0.92, тогда как  $\text{Si}-\text{Na} = 0.64$ . Таким образом, содержание Na, так же как и К, в биотите плаггиогранитов в какой-то мере определяется содержанием в нем Si. Натрий, так же как и калий, обнаруживает связь с катионами шестер-

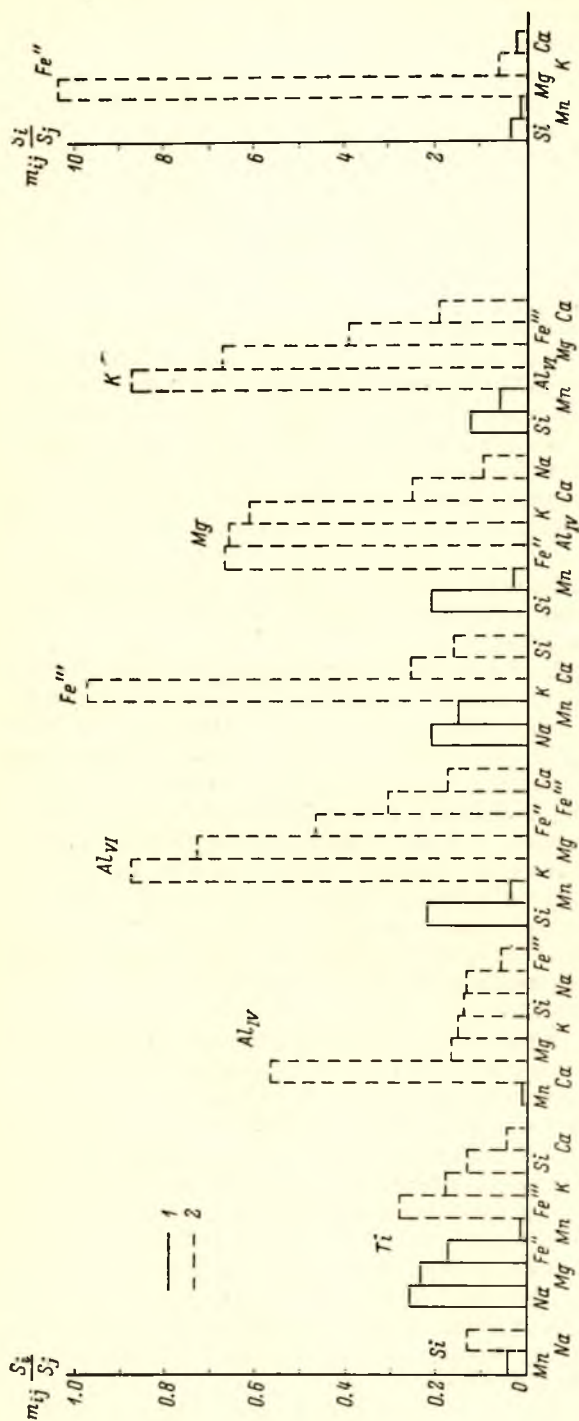


Рис. 1. Значения коэффициентов уравнения регрессии в стандартизованном масштабе.

1 — положительные; 2 — отрицательные.

ной координации и, по-видимому, частично может занимать позиции этой координации в структуре биотита.



Кальций в биотите общей группы, по данным частной корреляции, имеет следующие значимые отрицательные прямолинейные связи: Ca—Mg ( $r=-0.45$ ), Ca—K ( $r=-0.38$ ) и Ca—Al<sub>IV</sub> ( $r=-0.54$ ). Последняя, в отличие от остальных, устанавливается также по данным парной корреляции.

Если прямолинейные отрицательные связи Ca с Mg и K можно объяснить, предположив изоморфные отношения между этими катионами, то природа отрицательной прямолинейной связи Ca—Al<sub>IV</sub> требует специального изучения структуры рассматриваемого биотита, так как, исходя из современных представлений о структуре биотита, трудно предположить замещение Al<sub>IV</sub> катионами Ca.

Для биотита плагиогранитов по данным парной корреляции устанавливается положительная прямолинейная связь Ca с Al<sub>VI</sub>. Все остальные связи, а именно Ca—Mg и Ca—Mn, являются криволинейными. При этом содержание Ca находится в близкой к функциональной зависимости от содержания Mg. Корреляционное отношение Ca—Mg составляет 0.94, а Mg—Ca — 0.58, т. е. содержание Ca частично определяется содержанием Mg.

В целом для катионов группы «X» биотита плагиогранитов и биотита общей группы характерны корреляционные связи с катионами шестерной и даже четверной координации, при этом концентрация катиона группы «X» нередко зависит от концентрации катионов группы «Y» и «Z». Между катионами внутри группы «X» по данным частной корреляции установлена единственная значимая отрицательная прямолинейная связь K—Ca.

Отличие связей катионов группы «X» в биотите плагиогранитов от таковых в биотите общей группы заключается главным образом в преобладании здесь криволинейных связей. В биотите плагиогранитов количество криволинейных связей в целом больше, чем в биотите общей группы.

Возможность нахождения щелочных катионов в октаэдрических структурных позициях слюд предполагается многими исследователями. Д. К. Архипенко, А. А. Бобр-Сергеев, Т. Н. Григорьева, Л. Т. Ковалева (1965) экспериментально доказали возможность вхождения натрия в октаэдрические структурные позиции слюды. По Д. П. Сердюченко (1954), суммарное замещение октаэдрических позиций щелочными ионами может значительно усиливаться в особых термодинамических условиях.

Такие катионы, как Ti и Mn, присутствуют в биотите в незначительных количествах и не обнаруживают значимых прямолинейных связей с остальными катионами за исключением отрицательной прямолинейной связи Ti—Al<sub>VI</sub> в условиях 11-компонентной системы для биотита плагиогранитов.

Как видно на рис. 2, оценки их сводных коэффициентов корреляции при 5%-м уровне значимости значительно ниже уровня. Являясь ионами переменной валентности, они, по всей вероятности, служат для компенсации валентности при гетеровалентном изоморфизме.

Стремление катионов перейти из структурных позиций с высоким координационным числом в позиции более низкой координации обусловлено падением давления. При таком переходе структура биотита становится более рыхлой, что благоприятствует условиям падающего давления и уменьшающейся плотности пород. Влияние давления на пре-

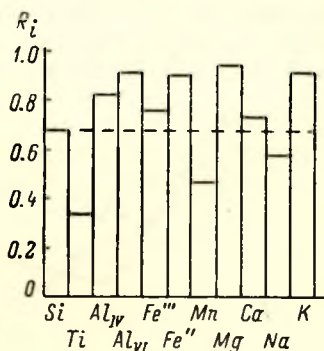


Рис. 2. Значения сводных коэффициентов корреляции  $R_i$ .

дела изоморфного замещения рассмотрено В. С. Соболевым (1956, 1965), где он на многочисленных примерах показал, что повышение давления благоприятствует переходу катионов в более высокую координацию. В рассматриваемых биотитах мы видим обратную тенденцию. С разуплотнением пород, вызываемом падением давления, наблюдается стремление катионов перейти из большей координации в меньшую. Предположение о возможности вхождения щелочных катионов в октаэдрические позиции биотита базируется на проблеме размеров атомов, разрабатываемой В. И. Лебедевым (1967, 1968), который подчеркивает, что «силикаты далеко не являются упаковкой анионов кислорода, близкой к плотнейшей, где катионы (металлы)

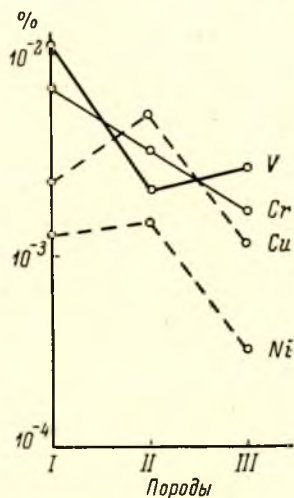


Рис. 3. Вариации содержания Cu, Ni, V, Cr в биотитах биотито-амфиболовых и амфиболовых гнейсов (I), биотитовых гнейсов (II) и плагиогранитов (III).

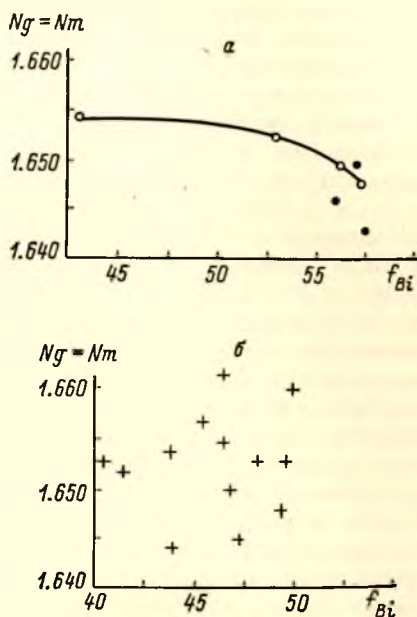


Рис. 4. Зависимость показателя преломления биотитов от железистости. а — из биотито-амфиболовых, амфиболовых (светлые кружки) и биотитовых гнейсов (черные кружки); б — из плагиогранитов (крестики).

играют весьма скромную объемную роль — роль цемента. Скорее обратное, так как объемная роль кислорода по линии связей весьма скромная (радиус не 1.32—1.40 Å, а всего 0.45—0.50 Å). По линии же „отсутствия“ связей, хотя объем кислорода и вообще анионов больше, электронная плотность за расстоянием, превышающим для кислорода 0.5 Å, быстро спадает и становится диффузионной» (стр. 19). Согласно изложенному представлению, катионам при переходе из одной координации в другую не нужна особая сила для раздвигания плотно прилегающих друг к другу ионов кислорода.

С разуплотнением структуры биотит теряет входящие в его состав элементы-примеси — Cu, Ni, Cr (рис. 3). Первые два элемента количественно преобладают в биотите биотитовых гнейсов, Cr — в биотите биотито-амфиболовых и амфиболовых гнейсов, но все они характеризуются пониженным содержанием в биотите плагиогранитов. Исключение представляет V, содержание которого в биотите плагиогранитов несколько выше, чем в биотите биотитовых гнейсов. Перечисленные элементы энергетически близки с Al, Mg, Fe'', Fe''', т. е. с элементами, обнаруживающими сильную линейную связь с K и, по всей вероятности, с вхождением



щелочных катионов в шестерную координацию, биотит теряет перечисленные элементы-примеси. Из вышеизложенного следует, что характерной чертой изоморфизма при эволюции биотитов в условиях падающего давления является замещение катионов с меньшим радиусом и большей электроотрицательностью катионами с большим радиусом и меньшей электроотрицательностью и переход катионов в более низкую координацию.

**Железистость.** Выше показано (табл. 2), что железистость рассматриваемых биотитов не зависит от железистости материнской породы. По всей вероятности, это является характерной особенностью биотитов, образующихся в условиях наложенного метаморфизма более низкотемпературной фации на ранее сформированные высокотемпературные метаморфические образования. В этих условиях биотит образуется

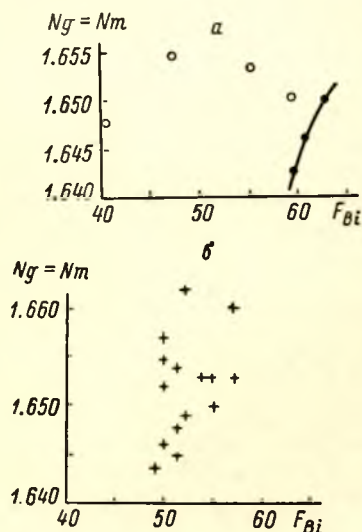


Рис. 5. Зависимость показателя преломления биотитов от общей железистости биотита.

Условные обозначения к рис. 5 и 6 см. на рис. 4.

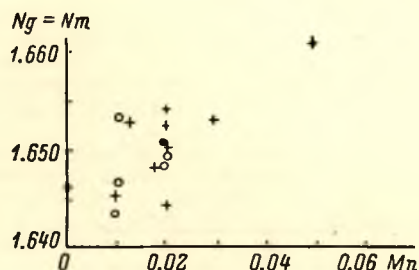


Рис. 6. Зависимость показателя преломления биотитов биотито-амфиболовых, амфиболовых и биотитовых гнейсов и плагиогранитов от содержания марганца (в формульных единицах).

за счет высокотемпературных железисто-магнезиальных минералов, неустойчивых в новых условиях. Процесс проходит неравномерно, и поэтому железистость пород определяется железистостью минералов, образовавшихся как в прогрессивную, так и в наложенную более низкотемпературную стадии метаморфизма, в то время как железистость биотита характеризует лишь условия наложенной более низкотемпературной фации.

**Светопреломление.** Для слюд серии флогопит—аннит установлена общая закономерность: увеличение светопреломления с возрастанием общей железистости (Соболев, 1950; Никитина, 1963). Наряду с этим в геологической литературе имеются примеры отсутствия подобной зависимости (Литвинов, 1966).

На светопреломление биотитов выделенных групп оказывают влияние различные факторы. Не имея достаточного фактического материала для проведения корреляции между ниже рассматриваемыми величинами для различных разновидностей пород, попытаемся представить эти зависимости на графиках.

Светопреломление биотита биотито-амфиболовых гнейсов находится в обратной зависимости от коэффициента железистости  $f$  (рис. 4, а) и от общей железистости  $F$  (рис. 5, а), причем при широком колебании

$f$  и  $F$   $Ng=Nm$  имеют сравнительно постоянные значения. Для биотита биотитовых плагиогнейсов, наоборот, при постоянстве  $F$  и  $f$  наблюдается колебание значений  $Ng=Nm$ . На светопреломление биотита плагиогранитов ни  $f$ , ни  $F$  не оказывают влияния (рис. 4, б; рис. 5, б). Определенное влияние на величину светопреломления оказывают  $Ti$  и  $Mn$ , не

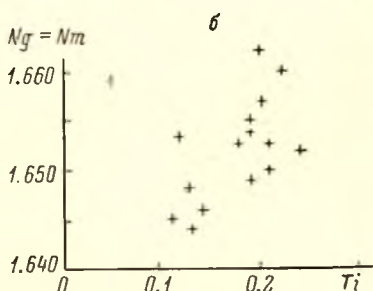
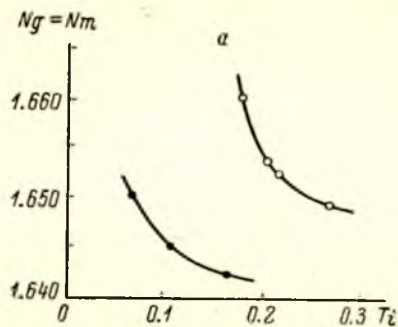


Рис. 7. Зависимость показателя преломления биотитов от содержания титана (в формульных единицах).

Условные обозначения к рис. 7 и 8 см. на рис. 4.

имеющие сколько-нибудь сильных прямолинейных связей с другими катионами, входящими в состав биотита. Величина показателей преломления всех биотитов пропорциональна содержанию  $Mn$  (рис. 6). Влияние  $Ti$  несколько сложнее. Прямо пропорционально  $Ti$  влияет на величину показателя преломления в биотите плагиогранитов, где он изоморфно замещает  $Al_{VI}$  (рис. 7, б). В биотите биотито-амфиболовых

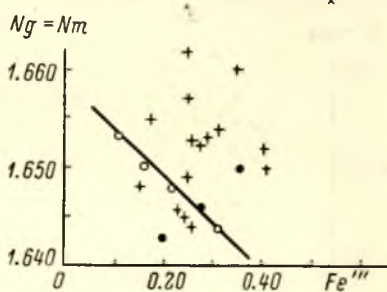


Рис. 8. Зависимость показателя преломления биотитов биотито-амфиболовых и амфиболовых гнейсов, биотитовых гнейсов и плагиогранитов от содержания окисного железа (в формульных единицах).

и амфиболовых гнейсов, там, где  $Ti$  изоморфно замещает  $Fe'''$ , содержание  $Ti$  и величина показателя преломления для этих биотитов находятся в обратной зависимости (рис. 7, а). Светопреломление биотитов амфиболовых гнейсов находится в обратной зависимости от содержания  $Fe'''$ , которое, однако, не оказывает никакого влияния на величину показателя преломления биотита плагиогранитов (рис. 8). Суммируя вышесказанное, приходим к заключению, что на величину светопреломления биотитов оказывают влияние  $f$ ,  $F$ ,  $Mn$ ,  $Ti$ ,  $Fe'''$ , но степень влияния зависит от характера изоморфизма и условий образования биотита.

## Выводы

1. Состав биотита, образовавшегося в условиях наложенного более низкотемпературного метаморфизма, не зависит от состава вмещающей породы.

2. Для катионов группы «X» характерны корреляционные связи с катионами группы «Y» и даже частично с катионами группы «Z» значительно в большем количестве, чем между катионами внутри группы «X». Для биотитов плагиогранитов устанавливается значительно большее число криволинейных связей по сравнению с биотитами общей группы.



3. Давление оказывает определяющее влияние на характер изоморфизма. С падением его катионы стремятся перейти в более низкую координацию. Предполагается возможность перехода некоторой части катионов (K, Na, Ca) в октаэдрические позиции.

4. На величину светопреломления биотита оказывает влияние большое число факторов. Степень и характер их влияния зависят от физико-химических условий образования биотита и характера изоморфизма.

Автор выражает глубокую благодарность руководителю лаборатории математических методов в геологии КФАН СССР К. И. Хейсканену за критический просмотр рукописи и ряд ценных замечаний.

#### ЛИТЕРАТУРА

Архипенко Д. К., А. А. Бобр-Сергеев, Т. Н. Григорьева, Л. Г. Ковалева. 1965. О возможности заполнения октаэдрических структурных позиций в слюдах одновалентными катионами натрия. ДАН СССР, т. 160, № 2.

Большов А. А., Н. В. Смирнов. 1965. Таблицы математической статистики. Изд. «Наука», М.

Вистелиус А. Б. 1956. Проблемы изучения связи в минералогии и петрографии. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 85, вып. 1.

Закруткин В. В. 1968. Об эволюции амфиболов при метаморфизме. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 97, вып. 1.

Литвинов В. Л. 1966. О соотношении показателей преломления и железистости биотитов (на примере мезозойских интрузий Восточного Забайкалья). Минер. сборник Львовск. геол. общ., № 20, вып. 1.

Лебедев В. И. 1967. Орбитальные размеры атомов — новая система радиусов и закономерности, определяющие межатомные расстояния и изоморфизм. Вестн. ЛГУ, № 6.

Лебедев В. И. 1968. Проблема размеров атомов. Вестн. ЛГУ, № 6.

Никитина Л. П. 1963. Железистость железо-магнезиальных слюд метаморфических пород. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 22, вып. 1.

Сарманов О. В., А. Б. Вистелиус. 1959. О корреляции между процентными величинами. ДАН СССР, т. 128, № 1.

Сердюченко Д. П. 1954. О кристаллохимической роли натрия в магнезиально-железистых слюдах. ДАН СССР, т. 27, № 2.

Соболев В. С. 1950. Значение железистости феррических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов роговых обманок и ромбических пироксенов. Минер. сборник Львовск. геол. общ., № 4.

Соболев В. С. 1956. Зависимость свойств силикатов от их структуры. Геохимия, № 6.

Соболев В. С. 1965. Влияние давления на пределы изоморфных замещений. ДАН СССР, т. 160, № 2.

---

*О. И. Володичев*

#### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНАТОВ И БИОТИТОВ ИЗ ГНЕЙСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОГО БЕЛОМОРЬЯ

Гнейсы беломорского комплекса центральной части Западного Беломорья претерпели неоднократный метаморфизм. При этом минеральные ассоциации отдельных этапов или стадий метаморфизма обычно не содержат минералов, характерных для определенных фаций или субфаций. Поэтому прослеживание метаморфической эволюции требует детального изучения минералов переменного состава, устойчивых в широких пределах температуры и давления. К таким минералам относятся гранат и биотит. Последние образуются в породах характеризую-

## Химический состав гнейсов централь

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	63.20	63.54	62.34	60.90	68.56	53.21	66.07	59.94	60.01
TiO <sub>2</sub>	0.51	0.63	0.72	0.81	0.73	0.98	0.68	0.89	0.61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.58	14.39	17.45	18.39	13.87	19.47	15.31	19.27	17.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.23	3.02	0.68	1.34	1.40	2.20	0.91	1.69	2.35
FeO	4.54	5.37	5.67	6.42	5.25	8.04	4.81	6.64	5.39
MnO	0.08	0.10	0.08	0.08	0.09	0.12	0.07	0.10	0.09
MgO	2.89	3.72	4.18	4.07	3.47	5.31	3.23	4.48	3.07
CaO	3.06	2.67	2.79	1.80	2.88	2.17	2.00	1.80	3.04
Na <sub>2</sub> O	3.86	2.90	2.85	2.55	2.18	3.00	3.25	1.46	3.79
K <sub>2</sub> O	2.03	2.20	1.92	2.55	1.20	3.61	2.50	2.44	2.25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	0.02	0.17	н. о	0.20	н. о	н. о	н. о	0.05
H <sub>2</sub> O	0.29	0.24	0.19	0.26	0.30	0.30	0.16	0.35	0.53
П. п. п.	1.45	1.39	0.91	1.25	0.44	1.92	1.04	1.32	1.75
Сумма	99.96	100.19	99.95	100.42	100.57	100.33	100.03	100.38	100.23

Примечание. 1 — среднезернистый гранато-биотитовый гнейс с кианитом, побережье Бе 3 — мелкозернистый гранато-биотитовый гнейс с кианитом, нижнее течение р. Воньги, обр. 352; нато-биотитовый гнейс, побережье Белого моря, губа Нечаева, обр. 655-1; 6 — кианито-гранато-район оз. Заячьего, обр. 631; 8 — кианито-гранато-биотитовый гнейс, южный берег оз. Энгозеро, кратовый биотитовый гнейс с гранатом, там же, обр. 206-5; 11 — мелкозернистый гранато-биотитовый обр. 200; 13 — среднезернистый гранато-биотитовый гнейс, район оз. Овечьего, обр. 204; 14 — эпидото-биотитовый гнейс, район оз. Юлозера, обр. В-19-10; 16 — мелкозернистый гранато-биотитовый гнейс, район оз. Заячьего, обр. 268; 18 — мелкозернистый гранато-биотитовый гнейс, район устья обр. 115, 142. Аналитики Т. М. Брагина, В. Ф. Лобанова, Э. М. Помазан, В. М. Шебакина.

щихся значительными колебаниями валового химического состава. В связи с этим изучение изменений внешних условий метаморфизма необходимо вести с учетом влияния колебаний состава пород, включающего в себя не только сопряженные изменения содержания данного элемента в породе и минерале, но и влияние вариаций содержания одного или нескольких элементов в породе на другие элементы в минерале. Кроме того, большой интерес представляет и выяснение взаимосвязи вариаций содержания разных элементов внутри одного минерала.

Ниже приводятся данные по изучению 18 гранатов и 20 биотитов (18 гранато-биотитовых пар) в основном из глиноземистых гнейсов беломорского комплекса и кратко обсуждаются некоторые выводы других исследователей о причинах изменений составов сосуществующих гранатов и биотитов, а также их значении как индикаторов фациальных условий метаморфизма.

Все химические анализы пород и минералов производились в химической лаборатории Института геологии Карельского филиала АН СССР. Кристаллохимические формулы минералов рассчитывались по методу И. Д. Борнеман-Старынкевич (1964).

Большинство гранато-биотитовых пар отобрано из глиноземистых гнейсов, слагающих значительные по площади участки (табл. 1). Они представлены мелкозернистыми гранато-биотитовыми (пробы 5, 17, 18, 19, 20), гранато-биотитовыми с мелким кианитом (пробы 3, 16), кианито-гранато-биотитовыми (пробы 1, 2, 4, 7, 8, 12) и реже среднезернистыми гранато-биотитовыми гнейсами с графитом (проба 9), в которых биотит значительно преобладает над гранатом.

Другую группу пород представляют мелкозернистые лейкократовые гранато-биотитовые гнейсы, возможно орторяда, залегающие среди мелкозернистых гранато-биотитовых гнейсов глиноземистого состава (проба 11)



Таблица 1

ной части Западного Беломорья

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
71.90	70.96	62.84	68.08	70.30	68.94	61.76	67.51	63.72	65.92	70.32
0.17	0.28	0.81	0.54	0.31	0.29	0.88	0.52	1.41	0.82	0.72
15.57	14.10	16.37	14.88	14.85	17.08	17.40	15.64	16.26	14.58	12.85
0.94	0.64	0.70	1.12	0.91	1.42	1.34	1.34	0.51	1.07	1.41
0.72	3.51	6.42	3.78	1.94	1.14	5.87	3.32	5.60	6.46	4.88
0.04	0.03	0.11	0.07	0.06	0.05	0.10	0.06	0.06	0.12	0.08
0.48	1.96	3.93	2.27	0.96	1.08	3.57	2.40	3.88	3.09	1.93
2.42	2.53	2.85	2.20	3.15	3.23	2.30	3.02	2.80	2.52	2.34
3.81	3.55	2.80	3.68	4.08	4.42	2.87	3.47	3.14	2.80	2.33
3.39	1.50	2.13	2.08	2.24	1.20	2.17	1.43	1.95	1.73	1.48
н. о	0.22	0.20	н. о	0.30	н. о	н. о	0.025	н. о	н. о	н. о
0.22	0.21	0.30	0.30	0.19	0.15	0.39	0.15	0.24	0.12	0.24
0.14	0.63	1.02	1.42	0.43	0.52	1.20	1.16	0.88	1.14	1.04
99.80	100.12	100.48	100.42	99.72	99.52	99.85	100.04	100.45	100.25	99.62

лого моря, устье р. Воньги, обр. 57-в; 2 — кианито-гранато-биотитовый гнейс, там же, обр. 57-г; 4 — кианито-гранато-биотитовый гнейс, вблизи дер. Поньгомы, обр. 917; 5 — мелкозернистый гранато-биотитовый гнейс, там же, обр. 656; 7 — среднезернистый гранато-биотитовый гнейс с кианитом, обр. 534-1; 9 — среднезернистый гранато-биотитовый гнейс, район оз. Овечьего, обр. 220; 10 — лейко-гнейс, район оз. Заячьего, обр. 284-4; 12 — кианито-гранато-биотитовый гнейс, к северу от г. Кеми, биотитовый гнейс, к северу от хут. Половина, обр. 1000; 15 — мелкозернистый лейкократовый гранато-с кианитом, побережье Белого моря, губа Нечаева, обр. 655; 17 — мелкозернистый гранато-биотитовый р. Воньги, обр. 299; 19, 20 — мелкозернистые гранато-биотитовые гнейсы, местор. Карельское,

и среди кианито-гранато-биотитовых гнейсов (проба 15), местами мусковитизированных. Для них в основном характерен зеленовато-бурый, а не красно-коричневый или оранжевый биотит и буровато-розовый, а не малиновый гранат (проба 11). Реликты таких гранато-биотитовых гнейсов наблюдаются в широко распространенных вблизи оз. Овечьего светло-серых биотитовых гнейсах с гранатом (проба 10), образовавшихся по ним в результате интенсивной мигматизации существенно микроклиновым материалом. Наряду с небольшим количеством реликтового граната в биотитовых гнейсах спорадически встречается буровато-розовый гранат в виде редких зерен (1—2%) размером 5—8 мм, приуроченных всегда к метатекту.

Одна пара граната и биотита исследована из темно-серых среднезернистых гранато-биотитовых гнейсов (проба 13), в которых нередко отмечается амфибол. Они образуют прослои среди светло-серых биотитовых гнейсов. Только в одном из исследованных образцов биотит не ассоциирует с гранатом. Это эпидото-биотитовый гнейс (проба 14), в котором биотит характеризуется зеленой окраской.

Породы, из которых проанализированы гранаты и биотиты, не являются однородными по химическому составу (табл. 1). Вместе с тем все они бедны CaO (1.10—3.23 вес. %), и поэтому гранаты и биотиты из них рассматриваются в одной группе.

Породы района претерпели полиметаморфические изменения. В истории метаморфизма выделяются домигматитовый этап прогрессивного метаморфизма гранулитовой фации и этапы диафтореза амфиболитовой и эпидото-амфиболитовой фаций, сопровождающиеся мигматизацией.

Домигматитовые ассоциации в глиноземистых гнейсах представлены семью гранато-биотитовыми парами (табл. 2, 3; пробы 3, 5, 16, 17, 18, 19, 20) из мелкозернистых гранато-биотитовых гнейсов однородной тек-

# Химический и нормативный состав гранатов из гнейсов

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	38.01	38.30	40.50	38.23	38.72	37.33	39.00	38.28	37.87
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.05	0.23	0.09	0.21	0.14	0.15	0.21	0.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.81	22.13	20.30	21.12	22.47	22.50	22.64	22.03	21.90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.90	0.57	0.53	0.99	—	2.25	—	—	—
FeO	29.81	29.68	26.88	30.37	25.86	29.45	30.17	29.46	27.90
MnO	2.45	1.08	0.60	0.69	0.61	1.01	0.81	0.83	3.32
MgO	2.73	5.62	7.90	5.27	8.93	4.79	5.11	5.25	3.34
CaO	2.74	2.84	2.66	2.46	3.00	2.52	2.19	3.69	5.29
Na <sub>2</sub> O	0.12	0.12	0.15	0.15	0.08	0.08	0.07	0.07	0.08
K <sub>2</sub> O	0.05	0.05	0.17	0.08	0.10	0.05	0.10	сл.	0.05
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.31	0.27	0.27	0.27	0.07	0.23	0.11	0.27	0.31
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	0.48	0.46	—	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.06	0.07	0.15	0.05	0.10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	» »	» »	» »	» »	0.24	0.086	сл.	сл.	0.04
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	» »	» »	» »	» »	0.016	сл.	0.07	0.06	сл.
Сумма	99.98	100.71	100.67	100.18	100.57	100.50	100.49	100.20	100.37

## Нормативный

Pyr	12.1	22.6	31.4	21.6	34.3	20.3	21.5	21.2	13.7
Alm	73.3	66.8	59.7	69.4	56.0	69.6	70.2	65.8	63.5
Spess	5.9	2.4	1.3	1.7	1.3	2.4	2.1	2.0	7.4
Gross	2.4	5.1	5.7	4.6	8.3	3.1	6.2	11.0	15.4
Andr	6.4	3.1	1.9	2.7	—	4.6	—	—	—

## Кристаллохимические

- 1 — (Fe<sub>2.01</sub><sup>2+</sup>Mg<sub>0.35</sub>Ca<sub>0.24</sub>Mn<sub>0.16</sub>)<sub>2.74</sub>(Al<sub>2.08</sub>Fe<sub>0.11</sub><sup>3+</sup>)<sub>2.19</sub>Si<sub>3.07</sub>O<sub>12</sub>,
- 2 — (Fe<sub>1.95</sub><sup>2+</sup>Mg<sub>0.66</sub>Ca<sub>0.24</sub>Mn<sub>0.07</sub>)<sub>2.92</sub>(Al<sub>2.04</sub>Fe<sub>0.03</sub><sup>3+</sup>)<sub>2.07</sub>Si<sub>3.00</sub>O<sub>12</sub>,
- 3 — (Fe<sub>1.76</sub><sup>2+</sup>Mg<sub>0.92</sub>Ca<sub>0.22</sub>Mn<sub>0.01</sub>)<sub>2.93</sub>(Al<sub>1.87</sub>Fe<sub>0.03</sub><sup>3+</sup>)<sub>1.90</sub>(Si<sub>3.16</sub>Ti<sub>0.01</sub>)<sub>3.17</sub>O<sub>12</sub>,
- 4 — (Fe<sub>2.02</sub><sup>2+</sup>Mg<sub>0.63</sub>Ca<sub>0.21</sub>Mn<sub>0.05</sub>)<sub>2.91</sub>(Al<sub>1.93</sub>Fe<sub>0.06</sub><sup>3+</sup>)<sub>2.04</sub>(Si<sub>3.05</sub>Ti<sub>0.01</sub>)<sub>3.06</sub>O<sub>12</sub>,
- 5 — (Fe<sub>1.68</sub><sup>2+</sup>Mg<sub>1.03</sub>Ca<sub>0.25</sub>Mn<sub>0.04</sub>)<sub>3.00</sub>Al<sub>2.06</sub>Si<sub>2.93</sub>O<sub>12</sub>,
- 6 — (Fe<sub>1.99</sub><sup>2+</sup>Mg<sub>0.58</sub>Ca<sub>0.22</sub>Mn<sub>0.07</sub>)<sub>2.86</sub>(Al<sub>2.14</sub>Fe<sub>0.14</sub><sup>3+</sup>)<sub>2.28</sub>Si<sub>2.88</sub>O<sub>12</sub>,
- 7 — (Fe<sub>1.99</sub><sup>2+</sup>Mg<sub>0.61</sub>Ca<sub>0.18</sub>Mn<sub>0.05</sub>)<sub>2.83</sub>Al<sub>2.10</sub>(Si<sub>3.06</sub>Ti<sub>0.01</sub>)<sub>3.07</sub>O<sub>12</sub>,
- 8 — (Fe<sub>1.93</sub><sup>2+</sup>Mg<sub>0.62</sub>Ca<sub>0.32</sub>Mn<sub>0.06</sub>)<sub>2.93</sub>Al<sub>2.05</sub>(Si<sub>3.02</sub>Ti<sub>0.02</sub>)<sub>3.04</sub>O<sub>12</sub>,
- 9 — (Fe<sub>1.86</sub><sup>2+</sup>Mg<sub>0.40</sub>Ca<sub>0.45</sub>Mn<sub>0.22</sub>)<sub>2.93</sub>Al<sub>2.06</sub>(Si<sub>3.01</sub>Ti<sub>0.01</sub>)<sub>3.02</sub>O<sub>12</sub>,

Примечание. Аналитик В. А. Доильнишина.

## Химический состав биотитов из гнейсов цент

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	35.45	35.88	36.56	36.00	38.03	35.85	35.95	35.96	35.20
TiO <sub>2</sub>	2.70	3.22	2.27	2.89	4.34	2.49	2.94	2.74	2.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.38	18.71	19.53	19.56	17.05	19.34	19.12	19.01	17.49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.24	1.70	2.14	2.22	1.72	2.54	1.65	2.33	5.21
FeO	16.19	12.92	11.02	12.63	10.37	12.83	13.49	12.56	13.94
MnO	0.02	0.026	0.024	0.023	—	0.028	0.04	0.022	0.03
MgO	11.79	13.90	14.31	12.50	15.83	12.14	13.51	13.74	11.92
CaO	0.10	—	—	—	—	—	0.15	—	—
Na <sub>2</sub> O	0.27	0.29	0.40	0.28	0.12	0.23	0.12	0.30	0.25
K <sub>2</sub> O	9.21	8.92	9.47	9.12	9.16	9.89	9.42	8.80	7.90
F	0.048	0.072	0.126	0.11	0.089	0.55	0.06	0.043	0.050



Таблица 2

центральной части Западного Беломорья

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
37.60	38.05	37.40	39.60	38.55	38.91	40.01	39.64	42.26	39.64	42.26
0.07	0.14	0.06	0.17	0.01	сл.	0.01	0.09	сл.	0.09	сл.
22.05	22.29	21.04	20.60	21.89	21.07	21.23	20.67	19.09	20.67	19.09
1.29	1.33	1.07	0.28	0.68	1.11	1.28	1.55	1.81	1.55	1.81
26.20	28.93	25.73	29.87	27.00	29.00	26.22	27.70	26.83	27.70	26.83
2.93	1.13	3.95	1.40	0.45	0.77	0.54	1.02	0.70	1.02	0.70
0.66	3.25	1.90	4.95	8.68	6.29	7.56	4.76	5.29	4.76	5.29
9.08	4.80	8.17	2.97	2.23	2.77	2.60	4.08	3.47	4.08	3.47
0.12	0.04	0.07	0.04	—	0.07	сл.	0.07	0.04	0.07	0.04
0.07	0.05	0.05	—	0.05	0.10	0.05	сл.	—	сл.	—
0.38	0.11	0.11	0.32	0.22	0.32	0.26	0.32	0.34	0.32	0.34
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Не опр.	0.03	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
» »	0.10	0.022	0.025	0.029	» »	0.023	0.03	0.026	0.03	0.026
» »	сл.	0.015	0.021	0.04	» »	0.01	0.006	0.006	0.006	0.006
100.45	100.25	100.07	100.24	99.83	100.41	99.79	99.93	99.86	99.93	99.86

состав гранатов

2.9	13.9	7.9	20.3	33.8	25.3	31.0	20.1	23.2	20.1	23.2
62.1	68.6	59.0	68.0	58.8	65.1	60.2	65.1	64.5	65.1	64.5
7.0	2.9	9.2	3.1	1.0	1.7	1.1	2.5	1.8	2.5	1.8
14.6	6.1	21.0	7.6	4.4	4.4	3.9	7.9	5.3	7.9	5.3
13.4	8.5	2.9	1.0	2.0	3.5	3.8	4.4	5.2	4.4	5.2

формулы гранатов

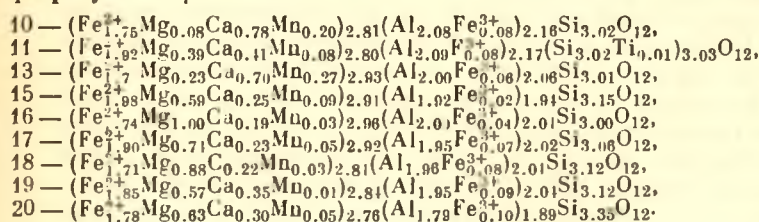


Таблица 3

ральная часть Западного Беломорья

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
35.42	35.50	36.03	35.15	35.38	36.14	36.07	38.21	36.83	35.72	35.39
2.86	2.26	2.83	2.42	2.38	2.81	4.98	4.52	4.41	2.88	3.48
17.64	17.93	19.73	17.50	16.70	19.16	18.01	16.67	18.40	18.87	19.41
2.60	4.81	1.91	4.04	6.05	2.76	3.44	5.97	1.43	3.74	3.96
19.54	14.28	12.45	16.18	15.85	12.97	9.03	8.24	10.43	12.17	10.75
0.05	0.04	0.022	0.05	0.42	0.05	—	0.038	0.012	0.04	0.03
8.67	11.49	12.27	10.95	8.64	13.54	14.84	14.41	15.89	13.25	13.32
—	0.17	—	—	—	сл.	0.06	0.13	сл.	0.37	сл.
0.14	0.08	0.25	0.16	0.30	0.15	0.03	0.12	сл.	0.10	0.05
8.74	9.16	9.77	8.04	9.52	8.82	9.01	8.44	9.59	9.07	8.76
0.032	0.140	0.08	0.08	0.72	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
H <sub>2</sub> O	1.24	1.03	1.25	1.36	0.30	0.31	0.41	1.17	2.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	Не опр.	Не опр.	сл.	Не опр.	сл.	—	0.034
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не опр.	0.48	» »	» »	1.06	» »	0.44	0.42	0.44
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	» »	0.11	» »	» »	0.15	» »	0.10	0.10	0.097
П. п. п.	2.08	2.57	3.69	3.37	1.95	3.12	2.38	2.71	2.16
Сумма	99.72	99.82	100.78	100.06	100.47	99.32	99.18	99.90	99.44

#### К р и с т а л л о х и м и ч е с к и е

- 1 — [(K, Na)<sub>0.94</sub>Ca<sub>0.01</sub>Al<sub>0.95</sub>(Mg<sub>1.33</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>1.02</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.07</sub>Mn<sub>0.01</sub>Ti<sub>0.16</sub>Al<sub>0.45</sub>)<sub>3.04</sub>(Si<sub>2.68</sub>Al<sub>1.32</sub>)<sub>4.00</sub> × O<sub>10</sub>[O<sub>0.43</sub>(OH)<sub>1.56</sub>F<sub>0.01</sub>]2.00,
- 2 — (K, Na)<sub>0.90</sub>(Mg<sub>1.56</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0.81</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.10</sub>Ti<sub>0.18</sub>Al<sub>0.35</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.70</sub>Al<sub>1.30</sub>)<sub>4.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.41</sub>(OH)<sub>1.57</sub>F<sub>0.02</sub>]2.00,
- 3 — (K, Na)<sub>0.90</sub>(Mg<sub>1.58</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0.70</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.13</sub>Ti<sub>0.13</sub>Al<sub>0.47</sub>)<sub>2.99</sub>(Si<sub>2.74</sub>Al<sub>1.26</sub>)<sub>4.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.55</sub>(OH)<sub>1.42</sub>F<sub>0.03</sub>]2.00,
- 4 — (K, Na)<sub>0.92</sub>(Mg<sub>1.42</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0.80</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.13</sub>Ti<sub>0.17</sub>Al<sub>0.47</sub>)<sub>2.99</sub>(Si<sub>2.73</sub>Al<sub>1.27</sub>)<sub>4.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.57</sub>(OH)<sub>1.40</sub>F<sub>0.03</sub>]2.00,
- 5 — (K, Na)<sub>0.88</sub>(Mg<sub>0.64</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0.64</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.10</sub>Ti<sub>0.24</sub>Al<sub>0.28</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.80</sub>Al<sub>1.20</sub>)<sub>4.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.61</sub>(OH)<sub>1.11</sub>F<sub>0.02</sub>]1.77,
- 6 — (K, Na)<sub>1.00</sub>(Mg<sub>1.39</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0.82</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.14</sub>Ti<sub>0.14</sub>Al<sub>0.51</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.76</sub>Al<sub>1.24</sub>)<sub>4.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.06</sub>(OH)<sub>1.21</sub>F<sub>0.13</sub>]2.00,
- 7 — [(K, Na)<sub>0.92</sub>Ca<sub>0.01</sub>Al<sub>0.93</sub>(Mg<sub>1.50</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0.85</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.09</sub>Ti<sub>0.17</sub>Al<sub>0.39</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.70</sub>Al<sub>1.30</sub>)<sub>4.00</sub> × O<sub>10</sub>[O<sub>0.42</sub>(OH)<sub>1.40</sub>F<sub>0.02</sub>]1.84,
- 8 — (K, Na)<sub>0.90</sub>(Mg<sub>1.54</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0.79</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.13</sub>Ti<sub>0.15</sub>Al<sub>0.39</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.71</sub>Al<sub>1.29</sub>)<sub>4.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.43</sub>(OH)<sub>1.56</sub>F<sub>0.01</sub>]2.00,
- 9 — (K, Na)<sub>0.82</sub>(Mg<sub>1.36</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0.96</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.20</sub>Ti<sub>0.15</sub>Al<sub>0.29</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.70</sub>Al<sub>1.30</sub>)<sub>4.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.41</sub>(OH)<sub>1.78</sub>F<sub>0.01</sub>]2.00,
- 10 — (K, Na)<sub>0.89</sub>(Mg<sub>1.01</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>1.27</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.15</sub>Ti<sub>0.17</sub>Al<sub>0.40</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.77</sub>Al<sub>1.23</sub>)<sub>4.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.53</sub>(OH)<sub>1.46</sub>F<sub>0.01</sub>]2.00,

П р и м е ч а н и е. Аналитики В. А. Доильница (пробы 1—14), В. А. Ахвонен (пробы 15—18).

стуры, нередко встречающихся в виде реликтов (пробы 5, 16) среди образовавшихся по ним среднезернистых кианито-гранато-биотитовых гнейсов (Володичев, 1968). Некоторые из гранато-биотитовых гнейсов подвержены слабой мигматизации и диафторезу, на что указывает появление микроклина, более кислого плагиоклаза и агрегатов мелких зерен кианита (пробы 3, 16) и присутствие несколько необычного для этой группы светлоокрашенного биотита (проба 3), а также более крупных зерен чистого, без включений граната (пробы 3, 16). Последний обычно образуется в начальные этапы преобразования гранато-биотитовых гнейсов в кианитовые при слабой мигматизации.

Среди кианитовых гнейсов можно выделить разновидности, для которых устанавливается их происхождение за счет гранато-биотитовых гнейсов гранулитовой фации при диафторезе с участием (пробы 2, 6) или без участия (проба 7) мигматизации.

Состав среднезернистого гранато-биотитового гнейса с редким кианитом (проба 1), а также граната и биотита из него, по-видимому, обусловлен влиянием пегматитовой жилы, вблизи которой взят образец.

В группе гнейсов неглиноземистого состава, за исключением пробы 11, все породы в значительной степени подвержены связанному с деформациями поздних этапов диафторезу эпидото-амфиболитовой фации.

В з а и м о о т н о ш е н и е ж е л е з и с т о с т и п о р о д , г р а н а т о в и б и о т и т о в . При уменьшении степени метаморфизма железистость  $f$  гранатов и биотитов увеличивается (рис. 1). На графике зависимости  $f_{Gr}$  и  $f_{Bi}$  от  $f_{гор}$  (рис. 2) проанализированные минералы группируются в пределах трех участков, в основном соответствующих гранулитовой, амфиболитовой и эпидото-амфиболитовой фациям. Однако отмечаются



10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
1.42 Сл. 0.34 0.04 2.51	1.28 Сл. 0.28 0.032 2.07	1.61 Не опр. » » 3.17	1.79 сл. 0.36 0.076 2.59	1.99 Не опр. » » 2.05	Не опр. » » » 4.02	Не опр. » » » 3.98	Не опр. » » » 3.51	Не опр. » » » 2.97	Не опр. » » » 4.11	Не опр. » » » 5.08
100	99.52	100.12	99.39	100	100.42	99.45	100.26	99.96	100.27	100.23

## формулы биотитов

- 11 — [(K, Na)<sub>0.92</sub>Ca<sub>0.01</sub>Al<sub>0.93</sub>(Mg<sub>1.27</sub>Fe<sub>0.83</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>0.29</sub><sup>3+</sup>Ti<sub>0.14</sub>Al<sub>0.37</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.73</sub>Al<sub>1.27</sub>) ×  
× O<sub>10</sub>[O<sub>0.61</sub>(OH)<sub>1.39</sub>F<sub>0.03</sub>]<sub>2.00</sub>,  
12 — (K, Na)<sub>0.99</sub>(Mg<sub>1.40</sub>Fe<sub>0.80</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>0.11</sub><sup>3+</sup>Ti<sub>0.16</sub>Al<sub>0.53</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.75</sub>Al<sub>1.25</sub>)<sub>4.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.71</sub>(OH)<sub>1.27</sub>F<sub>0.02</sub>]<sub>2.00</sub>,  
13 — (K, Na)<sub>0.82</sub>(Mg<sub>1.27</sub>Fe<sub>1.05</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>0.24</sub><sup>3+</sup>Ti<sub>0.15</sub>Al<sub>0.29</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.71</sub>Al<sub>1.29</sub>)<sub>1.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.36</sub>(OH)<sub>1.62</sub>F<sub>0.02</sub>]<sub>2.00</sub>,  
14 — (K, Na)<sub>1.01</sub>(Mg<sub>1.03</sub>Fe<sub>1.05</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>0.36</sub><sup>3+</sup>Mn<sub>0.03</sub>Ti<sub>0.14</sub>Al<sub>0.39</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.82</sub>Al<sub>1.18</sub>)<sub>4.00</sub> ×  
× O<sub>10</sub>[O<sub>0.86</sub>(OH)<sub>0.96</sub>F<sub>0.19</sub>]<sub>2.00</sub>,  
15 — (K, Na)<sub>0.85</sub>(Mg<sub>1.50</sub>Fe<sub>0.81</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>0.15</sub><sup>3+</sup>Ti<sub>0.16</sub>Al<sub>0.28</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.70</sub>Al<sub>1.30</sub>)<sub>4.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.46</sub>(OH)<sub>1.60</sub>]<sub>2.00</sub>,  
16 — [(K, Na)<sub>0.97</sub>Ca<sub>0.01</sub>Al<sub>0.88</sub>(Mg<sub>1.68</sub>Fe<sub>0.57</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>0.19</sub><sup>3+</sup>Ti<sub>0.28</sub>Al<sub>0.30</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.70</sub>Al<sub>1.30</sub>)<sub>4.00</sub> ×  
× O<sub>10</sub>[O<sub>0.63</sub>(OH)<sub>1.37</sub>]<sub>2.00</sub>,  
17 — [(K, Na)<sub>0.82</sub>Ca<sub>0.01</sub>Al<sub>0.83</sub>(Mg<sub>1.60</sub>Fe<sub>0.51</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>0.34</sub><sup>3+</sup>Ti<sub>0.25</sub>Al<sub>0.30</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.84</sub>Al<sub>1.16</sub>)<sub>4.00</sub> ×  
× O<sub>10</sub>[O<sub>0.81</sub>(OH)<sub>1.16</sub>]<sub>2.00</sub>,  
18 — K<sub>0.60</sub>(Mg<sub>1.75</sub>Fe<sub>0.65</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>0.09</sub><sup>3+</sup>Ti<sub>0.20</sub>Al<sub>0.31</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.71</sub>Al<sub>1.29</sub>)<sub>4.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.41</sub>(OH)<sub>1.46</sub>]<sub>1.87</sub>,  
19 — [(K, Na)<sub>0.90</sub>Ca<sub>0.03</sub>Al<sub>0.93</sub>(Mg<sub>1.49</sub>Fe<sub>0.77</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>0.21</sub><sup>3+</sup>Ti<sub>0.16</sub>Al<sub>0.37</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.70</sub>Al<sub>1.20</sub>)<sub>4.00</sub> ×  
× O<sub>10</sub>[O<sub>0.56</sub>(OH)<sub>1.41</sub>]<sub>2.00</sub>,  
20 — [(K, Na)<sub>0.85</sub>(Mg<sub>1.50</sub>Fe<sub>0.69</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>0.22</sub><sup>3+</sup>Ti<sub>0.20</sub>Al<sub>0.39</sub>)<sub>3.00</sub>(Si<sub>2.67</sub>Al<sub>1.33</sub>)<sub>4.00</sub>O<sub>10</sub>[O<sub>0.53</sub>(OH)<sub>1.47</sub>]<sub>2.00</sub>.

В. А. Кукина (пробы 19—20); фтор определялся В. А. Ахвонен.

и значительные отклонения от этой закономерности. Так, пробы 19 и 20 по геологическим и петрографическим признакам сопоставимы с образованиями гранулитовой фации, а пробы 9 и 11 можно отнести к амфиболитовой фации. Кроме того, проба 15, попадающая в поле амфиболитовой фации (рис. 2), отобрана в районе, где широко проявлен диафторез эпидото-амфиболитовой фации. Очевидно, в данном случае  $f_{Gr}$  и  $f_{Bi}$  не являются объективными критериями определения степени метаморфизма.

Сопоставление железистости пород и гранатов и биотитов из них (рис. 2) показывает, что повышенная железистость минералов в пробах 9, 11, 19, 20 и пониженная в пробе 15 может быть связана с повышенной или пониженной железистостью породы. Таким образом, в пределах каждой фацальной группы пород устанавливается зависимость  $f_{Gr}$  и  $f_{Bi}$  от  $f_{пор}$ , т. е. железистость минералов может быть обусловлена не только степенью метаморфизма, но и химическим составом пород. Этот вывод, по-видимому, особенно важен при сравнении степени метаморфизма по минералам из разных петрохимических групп пород. Корреляция  $f_{Gr}$  и  $f_{Bi}$  с учетом  $f_{пор}$  (рис. 3) дает возможность более объек-

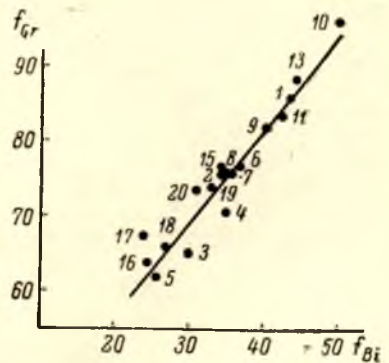


Рис. 1. Зависимость железистости гранатов от железистости биотитов.

Номера проб на рисунке соответствуют номерам в табл. 1—4.

тивно выделить ассоциации различных степеней метаморфизма. На основании соотношений  $f_{пор}$  и  $f_{Gr}$  и  $f_{Bi}$  (рис. 2) выделены интервалы колебаний параметров  $\frac{f_{Bi}}{f_{пор}}$  и  $\frac{f_{Gr}}{f_{пор}}$  для пород гранулитовой, амфиболи-

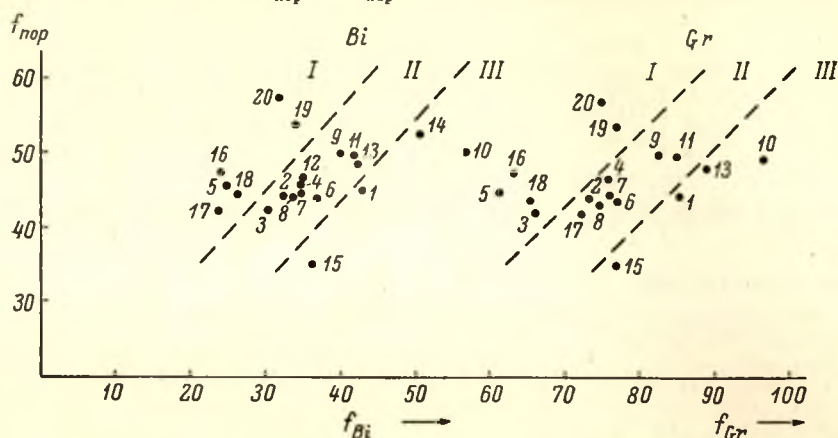


Рис. 2. Зависимость железистости гранатов и биотитов от железистости пород.

I — гранулитовая, II — амфиболовая, III — эпидото-амфиболовая фации.

товой и эпидото-амфиболовой фаций метаморфизма. Каждое из этих соотношений может, по-видимому, характеризовать условия метаморфизма биотита или граната. Так, в пробах 12 и 14 были исследованы только биотиты;  $\frac{f_{Bi}}{f_{пор}}$  в пробе 12, равное 0.75,

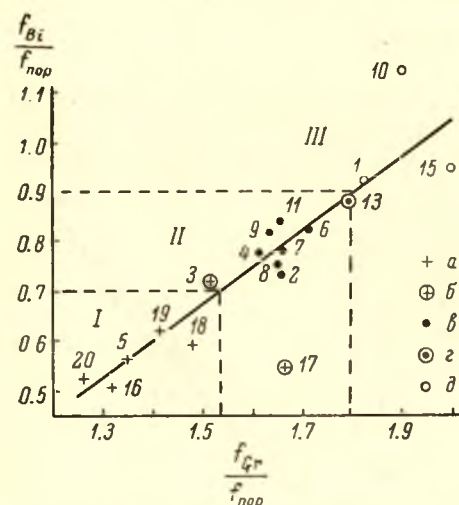


Рис. 3. Соотношения  $\frac{f_{Bi}}{f_{пор}}$  и  $\frac{f_{Gr}}{f_{пор}}$ .

Условные обозначения к рис. 3—8:  
а — породы гранулитовой фации; б — переходной от гранулитовой к амфиболовой;  
в — амфиболовой; г — переходной от амфиболовой к эпидото-амфиболовой; д — эпидото-амфиболовой фации.

указывает на амфиболовую фацию, а в пробе 14, равное 0.94, — на эпидото-амфиболовую фацию метаморфизма. Однако для характеристики степени метаморфизма породы необходим анализ пары минералов, так как в породах беломорского комплекса в условиях полиметаморфических преобразований не исключены неравновесные ассоциации. Например, в пробе 3 гранат, по-видимому, является реликтом гранулитовой фации, а биотит образовался при диафорезе, а в пробе 17, наоборот, гранат является образованием амфиболовой, а биотит — реликтом гранулитовой фации (рис. 3). Равновесные гранато-биотитовые пары концентрируются вблизи прямой на графике.

Зависимость содержания Mg и Fe в гранате от степени метаморфизма

установлена давно. Обычно пиропистость граната рассматривается в качестве критерия для выяснения фациальной принадлежности пород часто без учета содержания Mg и Fe в породе. Для биотитов существует два противоречивых мнения о зависимости железистости слюд от сте-



пени метаморфизма и парагенетической ассоциации, в которой они находятся (Маракушев, 1961; Лутц, 1962, и др.), и зависимости железистости слюд только от железистости материнских пород (Никитина и Хильтова, 1964; Горошников, 1967).

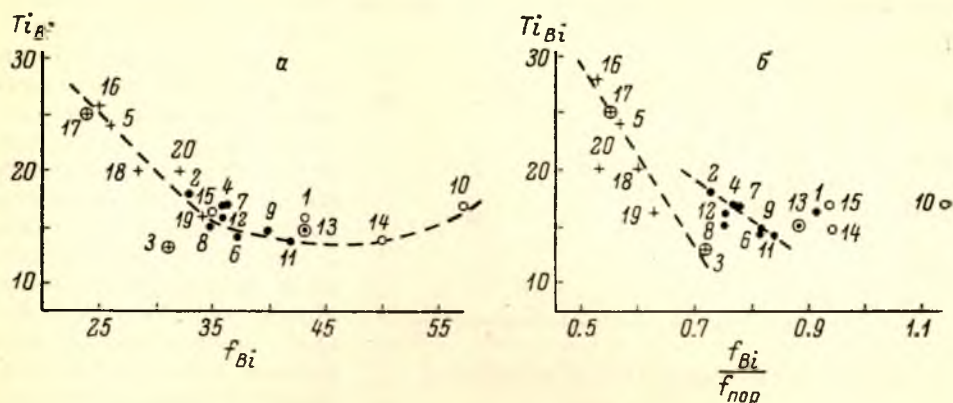


Рис. 4. Зависимость содержания  $Ti$  в биотите от железистости биотитов (а) и  $\frac{f_{Bi}}{f_{пор}}$  (б).

На основании приведенных данных можно сделать вывод о том, что  $f_{Gr}$  и  $f_{Bi}$  из гнейсов беломорского комплекса зависит и от степени метаморфизма и от  $f_{пор}$ , а величины  $\frac{f_{Bi}}{f_{пор}}$  и  $\frac{f_{Gr}}{f_{пор}}$ , вероятно, можно использовать для определения степени метаморфизма пород.

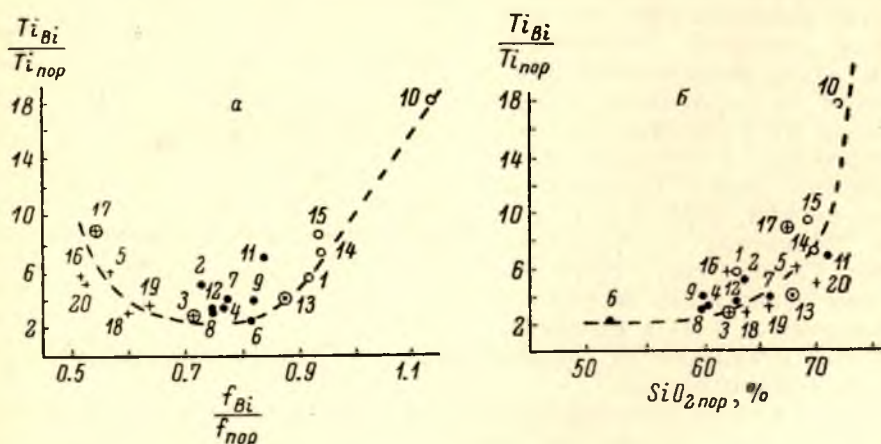


Рис. 5. Зависимость концентрации  $\frac{Ti_{Bi}}{Ti_{пор}}$  от  $\frac{f_{Bi}}{f_{пор}}$  (а) и от содержания  $SiO_2$  в породах (б).

Титан в биотитах. Изучение связи  $f_{Bi}$  с содержанием  $Ti_{Bi}$  (рис. 4, а) показало, что четкая зависимость между ними отсутствует. Вместе с тем большинство биотитов гранулитовой фации содержат  $Ti$  больше, чем биотиты амфиболитовой фации, а биотиты эпидото-амфиболитовой фации равное или немного большее количество  $Ti$ , чем биотиты амфиболитовой фации.

При дифференциации биотитов по степени метаморфизма, используя отношение  $\frac{f_{\text{Вл}}}{f_{\text{пор}}}$ , устанавливается, что в биотитах гранулитовой и амфиболитовой фаций при увеличении  $f_{\text{Вл}}$  содержание  $\text{Ti}$  в них падает (рис. 4, б), для биотитов эпидото-амфиболитовой фации, по имеющимся данным, такой зависимости нет.

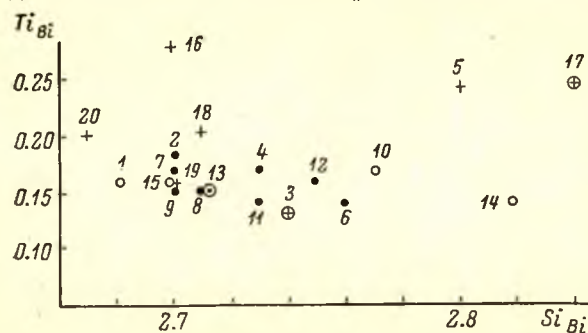


Рис. 6. Соотношения  $\text{Ti}$  и  $\text{Si}$  в биотитах.

растает в условиях эпидото-амфиболитовой фации. Однако такое распределение  $\text{Ti}$  между минералами, вероятно, обусловлено не только степенью метаморфизма, но и некоторыми особенностями химизма пород, в частности содержанием в них  $\text{SiO}_2$  (рис. 5, б). В то же время содержание  $\text{Ti}$  в биотитах не зависит от содержания в них  $\text{Si}$  (рис. 6).

Вопрос о связи содержания  $\text{Ti}$  в биотитах со степенью метаморфизма и содержанием других элементов в биотите или породе является дискуссионным. Одни исследователи указывают на связь между содержанием  $\text{Ti}$  в биотите, его железистостью и степенью метаморфизма пород (Другова и Глебовицкий, 1965, и др.), другие (Никитина и Хильтова, 1964; Горошников, 1967) отмечают зависимость между содержанием  $\text{Si}$  и  $\text{Ti}$  в биотитах, а также указывают на снижение концентрации  $\text{Ti}$  в биотитах с понижением метаморфизма.

Для биотитов беломорских гнейсов устанавливается, что содержание  $\text{Ti}$  в биотитах зависит не только от  $f_{\text{Вл}}$  или степени метаморфизма, но и, по-видимому, от химизма пород — содержания в них  $\text{TiO}_2$  и  $\text{SiO}_2$ .

Ванадий и хром в биотитах и гранатах. В некоторых биотитах и гранатах (табл. 2, 3) химическими анализами определены содержания  $\text{V}_2\text{O}_5$  и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . С увеличением степени метаморфизма ( $\frac{f_{\text{Вл}}}{f_{\text{пор}}}$ ) концентрация  $\text{V}$  и  $\text{Cr}$  в биотитах увеличивается (рис. 7). Для гранатов такой закономерности не отмечается.

Марганец в гранатах. Изучение соотношения концентрации  $\text{Mn}$  в гранатах и породах показало, что при возрастании степени метаморфизма отмечается уменьшение отношения между концентрацией  $\text{Mn}$  в гранате и породе (табл. 4). Для гранулитовой фации оно сос-

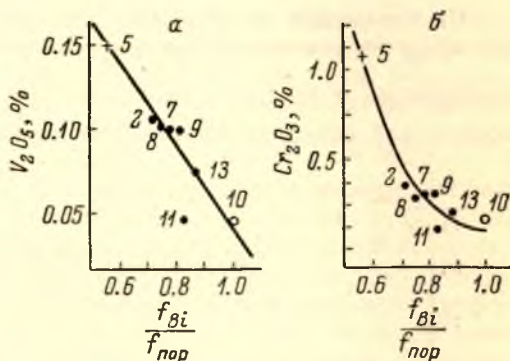


Рис. 7. Зависимость содержания  $\text{V}_2\text{O}_5$  (а) и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (б) от  $\frac{f_{\text{Вл}}}{f_{\text{пор}}}$ .



Некоторые соотношения концентраций элементов в гранатах, биотитах и гнейсах центральной части Западного Беломорья

Номера проб	Гранат			Биотит			$f_{\text{пор}}$
	$f = \frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{MgO}} \cdot 100$	$\frac{f_{\text{Gr}}}{f_{\text{пор}}}$	$\frac{\text{Mn}_{\text{Gr}}}{\text{MnO}_{\text{пор}}}$	$f$	$\frac{f_{\text{Bi}}}{f_{\text{пор}}}$	$\frac{\text{TiO}_2 \text{Bi}}{\text{TiO}_2 \text{пор}}$	
1	85.9	1.83	2.0	43.0	0.92	5.7	47.0
2	74.7	1.66	0.7	33.0	0.73	5.0	45.0
3	65.5	1.52	0.5	31.0	0.72	3.2	43.0
4	76.2	1.62	0.6	36.0	0.77	3.6	47.0
5	62.0	1.35	0.4	26.0	0.57	6.0	46.0
6	77.4	1.72	0.6	37.0	0.82	2.4	45.0
7	76.5	1.67	0.7	36.0	0.78	4.1	46.0
8	75.0	1.66	0.6	34.0	0.75	3.1	45.0
9	82.3	1.64	2.4	40.0	0.82	4.0	50.0
10	95.6	1.91	5.0	57.0	1.14	18.0	50.0
11	83.1	1.66	2.7	42.0	0.84	7.2	50.0
12	—	—	—	36.0	0.75	3.5	48.0
13	88.3	1.80	3.9	43.0	0.88	4.3	49.0
14	—	—	—	50.0	0.94	7.5	53.0
15	77.0	2.07	1.8	35.0	0.94	8.8	37.0
16	63.5	1.32	0.3	25.3	0.52	5.7	48.0
17	73.0	1.67	0.8	24.2	0.55	9.3	44.0
18	66.0	1.48	0.5	26.9	0.60	3.1	45.0
19	76.4	1.42	0.6	34.1	0.63	3.6	54.0
20	73.8	1.26	0.6	31.3	0.53	4.9	59.0

тавляет 0.3—0.6, для амфиболитовой — от 0.6—0.8 до 2.4—2.7 (для высокожелезистых гранатов) и для эпидото-амфиболитовой — 2.0—5.0. В такой же пропорции снижается содержание граната в породе — 8—15% в породах гранулитовой фации, от 6—10 до 2—3% в породах амфиболитовой и 1—3% в породах эпидото-амфиболитовой фации. Следовательно, увеличение содержания Mn в гранате с уменьшением степени регионального метаморфизма, а также при диафторезе, мигматизации и околожильном изменении идет параллельно с уменьшением граната в породе.

Таким образом, содержание Mn в гранате, являющемся единственным его концентратом, определяется содержанием Mn и граната в породе. При этом содержание граната, вероятно, регулируется условиями метаморфизма.

По поводу концентрации Mn в гранате существуют разные точки зрения. По мнению одних исследователей (Miyachiro, 1953; Sturt, 1962), содержание Mn в гранате является показателем степени или типа метаморфизма. Подробно разбирая соотношение Mn в породе и гранате для многих метаморфических комплексов из пород различной степени метаморфизма, М. П. Атертон (19676) пришел к выводу, что содержание Mn в гранате определяется только концентрацией его в породе и не является индикатором давления, поскольку богатые спессартином гранаты устойчивы при низких и высоких давлениях. Еще раньше на это многократно указывал В. И. Лебедев (1964, 1966), считая Mn «трассирующим» элементом, определяющим возможность образования и количество граната в породах.

Результаты изучения гранатов из пород Беломорья, претерпевших неоднократные метаморфические преобразования, подтверждают эти выводы. Содержание Mn в гранате определяется прежде всего содержанием

его в породе, а перераспределение Mn в процессе метаморфической эволюции фиксируется изменением в породе количества граната.

**К а л ь ц и й в г р а н а т а х.** При сопоставлении пар гранат—биотит на диаграмме  $MgO-FeO-(MnO+CaO)$  устанавливается, что более железистому биотиту соответствует более железистый гранат с большим содержанием Ca и Mn (рис. 8, а, б). Для выяснения влияния концентраций Ca в породе на его содержание в гранате рассмотрим пять гранатобиотитовых пар переменной железистости (рис. 8, а), имеющих одну точку пересечения, соответствующую составу этих пород (Атертон, 1967а), вернее, той части валового состава, которая концентрируется в гранатах и биотитах породы. Полные составы пород в зависимости от содержания в породе главным образом плагиоклаза смещаются в сторону вершины  $MnO+CaO$  (рис. 8, а). Поскольку весь Mn входит в основном в гранат, зависимость концентрации Mn в гранате от содержания его в породе учитывается полностью.

Пробы 5, 9 и 13 соответственно гранулитовой, амфиболитовой и эпидото-амфиболитовой фаций метаморфизма, имеющие в этих координатах приблизительно одинаковый состав, содержат гранаты с различным содержанием  $CaO$ . С другой стороны, при сравнении гранулитовых гранатобиотитовых и кианитовых гнейсов амфиболитовой фации отмечается уменьшение  $CaO$  в породе, при этом содержание Ca в гранате постепенно увеличивается по мере преобразования гранатобиотитовых гнейсов в кианитовые (пробы 5—2—8). Таким образом, зависимость содержания Ca в гранате от содержания его в породе остается неясной. В одном случае она отсутствует, в другом, возможно, существует обратная связь.

Для всех исследованных гранатов из пород Беломорья, даже из глиноземистых гнейсов, характерной особенностью является обогащенность их  $CaO$  (2.19—5.29%, табл. 2). Среди них относительно высокое содержание Ca отмечается в высокожелезистых гранатах из гранатобиотитовых гнейсов гранулитовой (пробы 19,20) и амфиболитовой (пробы 9,11) фаций. Биотиты из этих пород характеризуются высокой степенью окисления железа.

Увеличение содержания Ca в гранатах фиксируется также в кианитовых гнейсах, где наиболее проявлены процессы кислотного выщелачивания (проба 8), при околужильном изменении в контакте с пегматитовой жиллой (проба 1) и при мигматизации существенно калиевым материалом (проба 10). Плагиоклазы при этом в некоторых случаях (пробы 8, 10) обедняются анортитовой молекулой, но в целом зависимость между содержанием Ca в гранате и плагиоклазе не устанавливается, возможно, из-за метасоматического характера различных метаморфических процессов, имевших место в Беломорье.

Суммарное содержание в гранате Mn и Ca, как видно на рис. 8, увеличивается с увеличением  $f_{Gr}$  и  $f_{Bi}$  и, судя по распределению на параболической кривой анализов граната разных фаций метаморфизма, с уменьшением метаморфизма. Увеличение в гранатах как Mn, так и Ca при понижении метаморфизма в породах одинакового состава (рис. 8, а), по-видимому, может происходить за счет уменьшения количества граната в породе.

Одни исследователи (Miyachiro, 1953; Атертон, 1967а, и др.) связывают обогащение граната Ca в глиноземистых породах с уменьшением метаморфизма. К. Нанди (Nandi, 1967) также приходит к выводу, что увеличение отношения  $(FeO+MgO)$  к  $(MnO+CaO)$  является лучшим индикатором прогрессивного метаморфизма. Кретц (Kretz, 1964) считает, что при изменении давления происходит перераспределение Ca между плагиоклазом и гранатом и рассматривает в качестве индикатора давления отношение концентрации анортита в плагиоклазе к концентрации



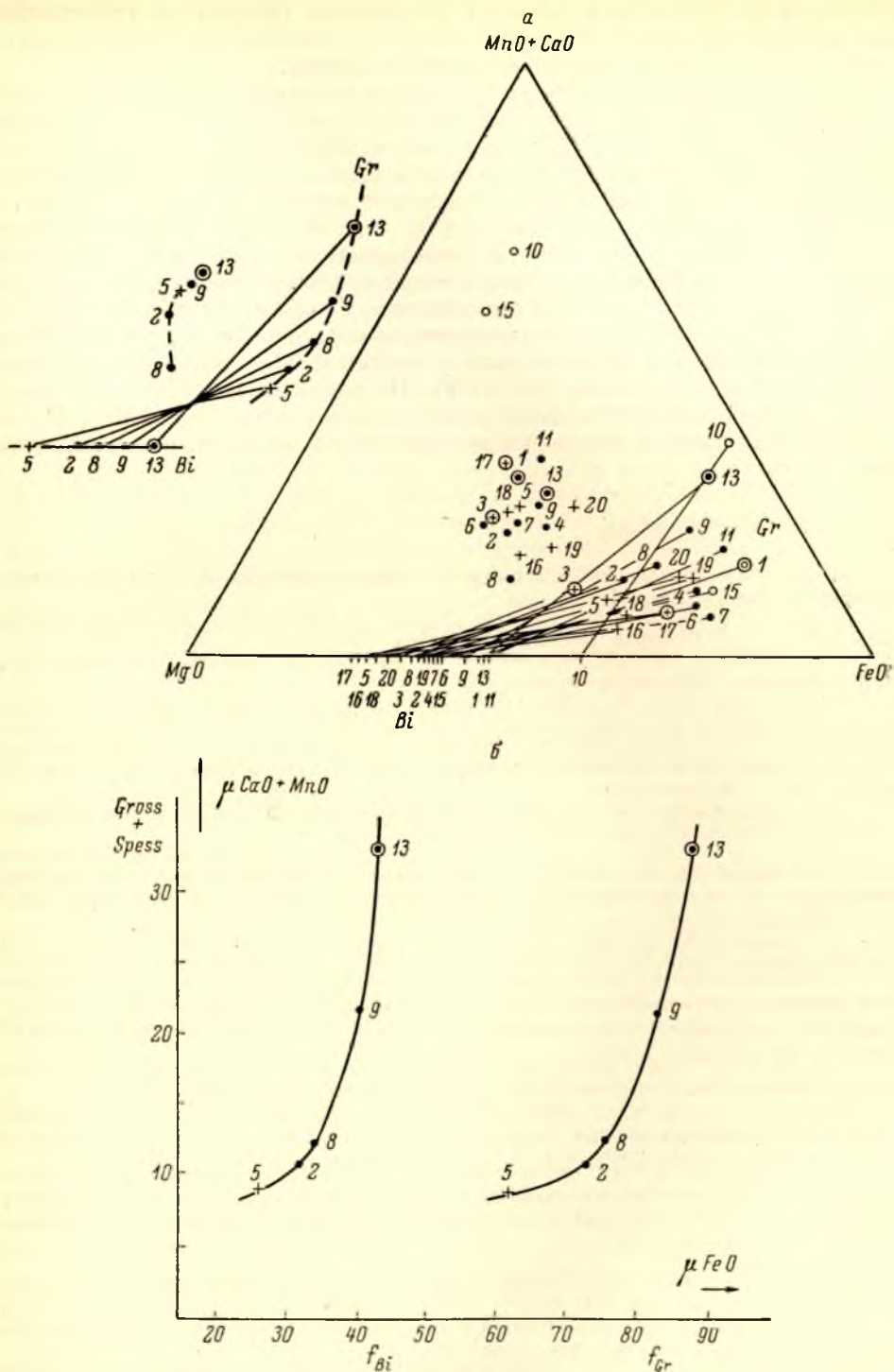


Рис. 8. Диаграмма  $MgO-FeO-(MnO+CaO)$  с нанесенными составами гранато-биотитовых пар и пород (a) и зависимость содержания в гранате grossуляра и спессартина от железистости граната и биотита (б). На рисунке отдельно вынесены гранато-биотитовые векторы, имеющие одну точку пересечения.

Са в гранате. При этом реакция разложения анортита в плагиоклазе на кальциевую составляющую в гранате, силлиманит или кианит и кварц идет, по его мнению, при повышении давления.

Для глиноземистых гнейсов Беломорья при диафторезе гранулитовых гранато-биотитовых гнейсов в кианитовые гнейсы амфиболитовой фации перераспределение Са между гранатом и плагиоклазом не устанавливается, по-видимому, из-за подвижности Са в этом процессе (Володичев, 1968). Увеличение в гранате Са связано с понижением метаморфизма.

В заключение следует подчеркнуть, что, как показали исследования гранатов и биотитов из гнейсов Беломорья, на содержание некоторых компонентов в минералах в первую очередь влияет содержание их в породе, что обязательно нужно учитывать при выявлении закономерностей распределения элементов в сосуществующих минералах. Установлено, что при повышении метаморфизма в биотитах понижается железистость и повышается содержание V, Cr, Ti. На концентрацию Ti в биотитах, кроме того, по-видимому, влияет содержание в породе  $TiO_2$  и  $SiO_2$ . В гранатах с повышением метаморфизма понижается железистость и содержание Mn и Са.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Атертон М. П. 1967а. Химическое значение изоград. В сб.: Природа метаморфизма, изд. «Мир», М.
- Атертон М. П. 1967б. Состав гранатов в регионально метаморфизованных породах. В сб.: Природа метаморфизма, изд. «Мир», М.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. 1964. Руководство по расчету формул минералов. Изд. «Наука», М.
- Володичев О. И. 1968. Особенности преобразования глиноземистых пород беломорской серии в период ультраметаморфизма (р-н центральной части Западного Беломорья). В сб.: Геология слюдяных месторождений Карелии и Кольского полуострова, методика их разведки и промышленное использование слюды, Карельск. книжн. изд., Петрозаводск.
- Горошников Б. И. 1967. Биотиты высокоглиноземистых пород докембрия Украины. Минер. сборник геол. общ., вып. 2.
- Другова Г. М., В. А. Глебовицкий. 1965. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме. В сб.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР, изд. «Наука», М.—Л.
- Лебедев В. И. 1964. Гранаты и биотиты пород ладожской формации и их петрологическое значение. В сб.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т. II, Изд. ЛГУ.
- Лебедев В. И., Ю. В. Нагайцев. 1966. О результатах изучения гранатов различных метаморфических пород северо-западного Приладожья. В сб.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Карельск. книжн. изд., Петрозаводск.
- Лутц Б. Г. 1962. Диаграмма для определения железистости роговых обманок в породах гранулитовой фации. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 91, вып. 3.
- Маракушев А. А. 1961. Парагенезисы пересыщенных глиноземом архейских кристаллических сланцев Алданского щита. В сб.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. I, Изд. АН СССР, М.
- Никитина Л. П., В. Я. Хильтова. 1964. Особенности кристаллохимического строения железо-магнезиальных слюд и роговых обманок метаморфических пород. В сб.: Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита, изд. «Наука», М.
- Kretz R. 1964. Equilibrium in garnet-biotite-sillimanite gneisses of Quebec. Journ. Petr., vol. 5, № 1.
- Miyachiro A. 1953. Calcium poor garnet in relation to metamorphism. Geochim. et Cosmochim. Acta, vol. 4, № 4.
- Nandi K a m a l. 1967. Garnets as indices of progressive regional metamorphism. Mineralog. Mag., v. XXXVI, № 277.
- Sturt B. A. 1962. The composition of garnets from pelitic schists in relation to the grade of regional metamorphism. Journ. Petr., vol. 3, № 2.



## О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЩЕЛОЧНЫХ АМФИБОЛОВ В ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТАХ КАРЕЛИИ

В обширной литературе по докембрийским железистым кварцитам образование столь характерных минералов, как щелочные амфиболы (и пироксены), обычно объясняется действием регрессивного щелочного метасоматоза (Никольский, 1956; Чураков, 1947; Половинкина 1949; Семененко и др., 1956; Стрыгин, 1959; Павленко, 1959; Елисеев и др., 1961; Глаголев, 1966). Главной чертой метасоматоза является гидротермальный привнос натрия или, при незначительном привносе, повышение его активности, а следовательно, и термодинамического потенциала щелочей при вступлении раствора в породы, богатые сильными основаниями (Коржинский, 1961). Нередко одного лишь присутствия щелочных амфиболов и пироксенов оказывается достаточным, чтобы относить железистые кварциты к щелочным метасоматитам (Елисеев и др., 1961; Половинкина, 1949).

Вместе с тем почти все авторы отмечают, что, во-первых, образование щелочных минералов тесно связано с предшествующим существенно изохимическим региональным метаморфизмом, представляя начальную высокотемпературную регрессивную его стадию. Во-вторых, образование щелочных минералов происходит только в железистых кварцитах, причем обычно в слоях и пластах, выделяемых текстурно, химически и минералогически. В-третьих, в ряде анализированных щелочных амфиболов предполагаемого метасоматического происхождения обнаруживается значительный недостаток катионов щелочей (натрия) в восьмерной и более высокой координациях. Наличие вакантных мест в группе X сопровождается обычно избытком  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , которая входит как в Y, так и Z группу. При этом количество  $\text{Fe}^{III}$  в шестерной координации таково, что отноше-

ние 
$$\frac{\sum \text{Fe}^{VI} + \text{Al}_{VI} + \text{Ti}_{VI}}{\sum \text{Fe}^{VI} + \text{Mg}_{VI} + \text{Mn}_{VI}} > 3:2$$
, как это требуется структурной формулой

рибекит-магнезиорибекитовых твердых растворов. Таким образом, щелочные амфиболы часто являются недосыщенными щелочами и при этом окисленными. Наиболее типичные щелочные амфиболы представлены магнезиальными разновидями (родуситами), содержащими менее 30% рибекитовой молекулы. В-четвертых, некоторыми авторами отмечается, что образование щелочных минералов происходит не только в регрессивной, но и в прогрессивной, существенно изохимической стадии регионального метаморфизма. В-пятых, при образовании щелочных минералов в преобладающем большинстве случаев сохраняются даже тонкие первичноосадочные текстуры (микрослоистость), а сопровождающие изменения химического состава являются второстепенными. Наконец, образование наиболее широко распространенных и типоморфных минералов, таких как родусит и эгирин, происходит в породах, в среднем на 95% состоящих из Fe, Si,  $\text{O}_2$  и содержащих часто менее 1 вес. % щелочей. При этом калий может преобладать над натрием, а отношение  $\text{Na} + \text{K}/\text{Al}$  может быть меньше единицы. Иными словами щелочно-амфиболовые разности кварцитов не обязательно являются преобладающе натровыми или относительно пере-  
сыщенными щелочами.

Эти факты свидетельствуют о зависимости эффектов щелочного метасоматоза от предшествующего развития и состояния пород и указывают на относительно невысокий уровень термодинамического потенциала щелочей или отсутствие их избыточной концентрации в растворе. Все это привело многих исследователей к выводу об ограниченной роли щелочного метасоматоза и привноса щелочей, а также к заключению, что образо-

вание щелочных минералов происходит в существенно изохимических условиях (Тугаринов и др., 1963).

Поскольку образование щелочных минералов, индикаторов повышенной щелочности среды минералообразования, происходит в породах, крайне бедных щелочами и сильными основаниями, большая роль в формировании необходимого уровня щелочности должна принадлежать кислороду. Повышенное содержание его в железистых кварцитах в силу наличия равновесия  $\frac{[O^{2-}]}{[O]^{1/2}} = k_{(T)} [e^-]^2 \approx k'_{(T)}$  (Коржинский, 1963) увеличивает концентрацию  $[O^{2-}]$ , что аналогично возрастанию  $[OH^-]$  и pH. Ввиду инертного поведения кислорода при метаморфизме слои с разным его содержанием будут характеризоваться разной щелочностью. При малых содержаниях щелочей и сильных оснований, обуславливающих незначительный масштаб их колебаний от слоя к слою, кислород должен выступать как главный регулятор щелочности системы железистый кварцит—поровый раствор.

Таким образом, при обсуждении вопроса о происхождении щелочных амфиболов необходимо проследить, с одной стороны, взаимное влияние колебаний в содержании таких компонентов, как кислород, щелочи и сильные основания (особенно натрий и магний), с другой — влияние режима изменения температуры и давления.

**Система  $(Na + K)_2O - FeO - Fe_2O_3$ .** Для качественной оценки взаимной роли щелочей и кислорода рассмотрим отношения состав—парагенезис в системе из щелочей, железа и кислорода для условий среднетемпературного метаморфизма. В этой системе (рис. 1) составы грюнерит-куммингтонитов, железистого биотита  $[KFe''Fe'''Si_4O_{10}(OH)_2]$ , щелочных амфиболов ряда рибекит  $[Na_2Fe_3Fe''Si_8O_{22}(OH)_2]$ —магнезиорибекит  $[Na_2Mg_3Fe_2Si_8O_{22}(OH)_2]$  и эгирина  $[NaFe''Si_2O_6]$  ложатся на одну конноду  $FeO - Aeg$ . Другой важной коннодой является  $(Na + K)_2O - Mgt$ . Точка пересечения коннод (точка Rod) отвечает родуситу (рибекит-магнезиорибекитовому твердому раствору), содержащему около 26% рибекитовой молекулы. Ниже конноды  $FeO - Aeg$  располагается область составов, недосыщенных щелочами, коннода  $(Na + K)_2O - Mgt$  отделяет составы, недосыщенные кислородом от пересыщенных им. Последние располагаются в области  $Mgt - (Na + K)_2O - Fe_2O_3$ .

Дополнительно на рис. 1 нанесены линии составов рибекит-арфведсонитовых и флогопит-аннитовых твердых растворов. Последние вместе с точкой состава железистого биотита (*fBi*) образуют треугольник составов биотитов.

Уже из расположения состава минералов относительно отдельных частей диаграммы видно, что грюнерит-куммингтониты, биотиты и щелочные амфиболы от арфведсонита до родусита равновесны с валовыми составами, недосыщенными кислородом, т. е. имеющими  $Fe'''/Fe'' < 2$ . Для валовых составов, пересыщенных кислородом и содержащих свободную  $Fe_2O_3$ , равновесны щелочные амфиболы от родусита до магнезиорибекита и эгирина. Попутно отметим, что именно эти минералы являются типичными для железистых кварцитов.

Таким образом, коннода  $(Na + K)_2O - Mgt$  является наиболее важной демаркационной границей минеральных парагенезисов. Только составы, пересыщенные кислородом, по достижении определенных *PT*-условий должны неизменно содержать ассоциации щелочных минералов. Для составов, недосыщенных кислородом, появление щелочных амфиболов не является обязательным и требует дополнительных условий.

Рассмотрим, в какой мере эти соотношения отвечают естественным парагенезисам и валовым составам. На рис. 1 нанесены результаты пересчета химических анализов щелочных метасоматитов и регионально-



метаморфизованных железистых кварцитов с щелочными амфиболами (Елисеев и др., 1961). Как видно из рис. 1, в преобладающем большинстве родусит- и эгиринсодержащие породы действительно располагаются в поле составов, пересыщенных кислородом. Это выдерживается как для железистых кварцитов, содержащих 0.5 вес.% щелочей и испытавших только региональный метаморфизм, так и для альбититов. Только два анализа эгиринсодержащих пород располагаются левее  $(\text{Na} + \text{K})_2\text{O}$ —

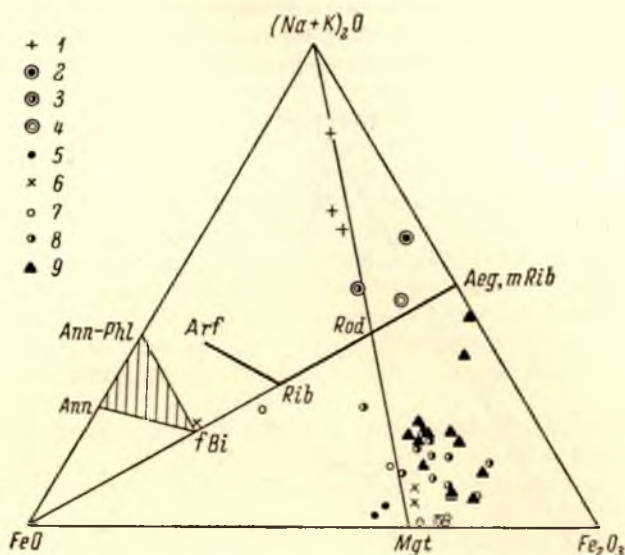


Рис. 1. Составы щелочных железистых кварцитов, руд и метасоматитов Кривого рога в системе  $(\text{Na} + \text{K})_2\text{O}$ — $\text{Fe}_2\text{O}_3$ — $\text{FeO}$  (по данным анализов, приведенным в работе Елисеева, и др., 1961).

1 — биотитовые, хлоритовые и актинолитовые альбититы; 2 — родуситовые альбититы; 3 — эгирин-родуситовые альбититы; 4 — эгириновые альбититы; 5 — куммингтонито- и грионеритит-магнетитовые кварциты с замещением куммингтонита родуситом; 6 — рибекито-магнетитовые кварциты и рибекитовые сланцы; 7 — родусито-магнетитовые и родусито-гематито-магнетитовые кварциты; 8 — эгирин-родусито-гематито-магнетитовые кварциты и руды; 9 — эгирин-магнетитовые, эгирин-гематито-магнетитовые кварциты, руды и эгириниты. Mgt — магнетит; Ann — аннит; Ann-Phl — аннит-флогопит с 50% Phl; fBi — окисно-зажелезистый биотит; Arf — арфведсонит; Rib — рибекит; Rod — родусит с 26% Rib; Aeg — эгирин; mRib — магнезиорибекит. В двух анализах, представленных родусито-гематито-магнетитовым кварцитом и эгирин-магнетитовой рудой, содержатся реликты куммингтонита. Точки этих составов на рисунке подчеркнуты.

Mgt, но в непосредственной близости от нее, что может быть следствием как аналитических ошибок, так и повышенного содержания Ca и Mg, не учитываемого на диаграмме. Что касается родуситовых разностей, попадающих в поле составов недосыщенных кислородом, то здесь необходимо принять во внимание следующее:

1. Под названием родусит авторы описывают как существенно магнезиальные составы, содержащие менее 26% рибекитовой молекулы, так и более железистые твердые растворы, которые содержат более 26% рибекита и относятся к железистым родуситам. Естественно, что породы с железистым родуситом должны располагаться левее  $(\text{Na} + \text{K})_2\text{O}$ —Mgt. С другой стороны, окисленные магнезиальные амфиболы частично относились к рибекиту. О том насколько трудна диагностика родусита свидетельствует рис. 2, где нанесены химически анализированные щелочные амфиболы Кривого Рога (Елисеев, и др., 1961). Даже при наличии хими-

ческого анализа железистые родуситы и оксиродуситы могут рассматриваться как рибекиты.

2. На рис. 1 нанесены составы пород, принадлежащих к разным степеням и фациям метаморфизма. Возможно, что некоторые из них отражают степень метаморфизма, несколько более высокую, чем принято.

Увеличение степени метаморфизма от эпидото-амфиболитовой к амфиболитовой фации вызывает общее расширение поля составов, в которых кристаллизуются родусит-магнезиорибекитовые амфиболы, в сторону пород, недосыщенных кислородом (Лазарев, 1966). При этом родуситы обогащаются Са и Al, образуя изоморфную смесь родусита и актинолита.

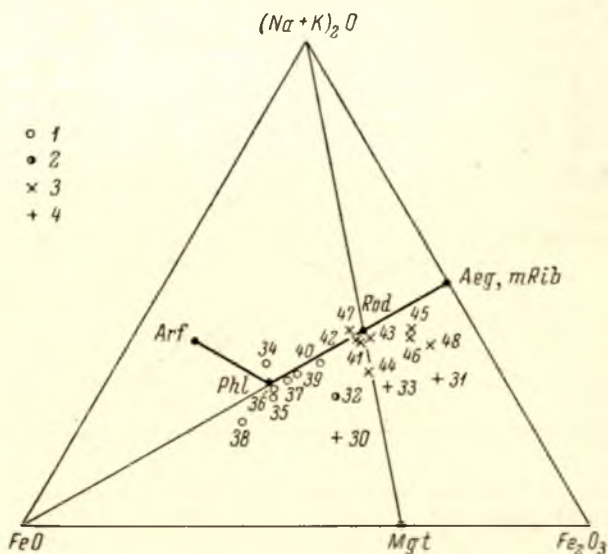


Рис. 2. Составы щелочных амфиболов Кривого Рога в координатах  $(Na+K)_2O-Fe_2O_3-FeO$ .

1 — рибекит; 2 — кроссит-рибекит; 3 — родусит; 4 — кроссит-родусит. Номера на рисунке соответствуют номерам анализов в табл. 2 работы Елисеева и др., 1961.

Таким образом, для некоторых родуситовых составов, расположенных левее конноды  $(Na+K)_2O-Mgt$ , температура метаморфизма могла быть выше принятой здесь. На рис. 2 некоторые амфиболы названы рибекит-кросситами и родусит-кросситами на основании высокого содержания  $Al_2O_3$ . Однако эти амфиболы содержат много Са и правильнее их называть родусит-актинолитами. Заметные колебания Са свойственны и обычным родуситам. Поскольку анализы амфиболов, приведенные на рис. 2, сделаны из тех же участков, что и анализы пород на рис. 1, можно заключить, что последние действительно принадлежат к заметно меняющимся условиям метаморфизма.

Несмотря на эти ограничения и неполноту данных, вызванную отсутствием парных анализов порода—минерал, рис. 1, 2 четко иллюстрируют, во-первых, предпочтительную приуроченность щелочных ассоциаций к породам, пересыщенным кислородом, во-вторых, закономерное изменение состава щелочных амфиболов с ростом содержания кислорода в валовом составе и, в-третьих, близость составов минералов к теоретическим.

Данные по условиям образования и составу щелочных амфиболов в железистых кварцитах Костомукшского месторождения (Лазарев, 1966, 1970) подтверждают и дополняют эти заключения. Щелочные амфиболы, как устанавливается, образуются при изохимическом региональном мета-



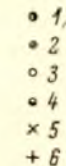
морфизме пород с резко меняющимся содержанием кислорода и низким содержанием щелочей. При этом в железистых кварцито-сланцах с низким содержанием кислорода ( $Fe'''/Fe'' < 0.5$ ) щелочные амфиболы представлены сине-зеленой роговой обманкой, которая с ростом  $Fe'''/Fe''$  меняет свой состав и свойства в направлении к рибекит-арфведсонитовым твердым растворам. В породах, где  $Fe'''/Fe'' = 0.5-1.0$ , образуются существенно рибекитовые амфиболы, которые с ростом содержания кислорода ( $1 < Fe'''/Fe'' < 2$ ) сменяются железистыми родуситами. В тех же пластах, где  $Fe'''/Fe'' > 2$ , в процессе метаморфизма образуются магнезиальные родуситы, и только здесь местами развивается эгирин. Следует отметить также, что образование сине-зеленой роговой обманки, рибекитов и железистых родуситов происходит только на последней стадии метаморфизма в существенно регрессивных посткинематических условиях, и эти минералы, замещающие более ранний грюнерит и зеленый биотит, в целом являются второстепенными. Напротив, образование магнезиального родусита в породах, пересыщенных кислородом, происходит в прогрессивную стадию метаморфизма. В посткинематических условиях родусит окисляется и в качестве дополнительной второстепенной фазы может присутствовать эгирин. Особенно примечательно, что образование родусита происходит не только при малом содержании щелочей, но и при преобладании калия над натрием и алюминия над суммой щелочей (в атомных процентах).

Эта закономерная связь состава и времени образования щелочных амфиболов с составом пород не является свойственной только Костомукшскому месторождению. Аналогичная картина наблюдается в железистых кварцитах Кривого Рога и КМА (Семененко и др., 1956; Елисеев др., 1961; Александров 1959; Тугаринов и др., 1963; Глаголев, 1958, 1960, 1966). Таким образом, можно заключить, что составы в поле  $Mgt-Rod-Aeg-Fe_2O_3$  являются наиболее благоприятными для образования указанных выше щелочных минералов, так как последние кристаллизуются даже при весьма малом содержании щелочей. Только эти составы обладают ресурсами кислорода, достаточными для создания необходимой щелочности порового раствора, тогда как содержание щелочей ограничивает только массу щелочных фаз.

Для составов, недосыщенных кислородом, действия одного  $P_{O_2}$  оказывается недостаточно, чтобы создать необходимую щелочность порового раствора. На рис. 3 нанесены составы грюнеритсодержащих, безамфиболовых и щелочно-амфиболовых железистых кварцитов Костомукшского месторождения. Как видно из рисунка, наиболее богатые грюнерито-магнетитовые кварциты имеют отношение  $Fe'''/Fe''$  очень близкое к безамфиболовым, биотитовым и биотито-родуситовым (родусит железистый) кварцитам. Различие парагенезисов метаморфических силикатов вызвано исключительно меняющимся содержанием щелочей. Рибекитовые и железисто-родуситовые железистые кварциты Кривого Рога при  $Fe'''/Fe'' < 2$  также характеризуются высоким содержанием щелочей (рис. 1) и попадают в фазовый треугольник  $Mgt-(Rib-Rod)-Fe_2O_3$ . Исключение составляет лишь один анализ, где щелочной амфибол присутствует наряду с грюнеритом и замещает его.

Таким образом, появление щелочных амфиболов в составах, расположенных слева от  $(Na+K)_2O-Mgt$ , даже в непосредственной близости от нее, зависит от режима щелочей и требует либо их привноса, либо достаточно высокого первоначального содержания. Поскольку рудные железистые кварциты располагаются в верхних или удаленных, наиболее отдифференцированных в ходе осадконакопления частях фациального профиля (Плаксенко, 1959; Лазарев, 1970) высокое содержание щелочей является, по всей вероятности, результатом их привноса.

необходимо для расположения точки состава выше  $\text{FeO}-\text{Aeg.}$  Этим,



1 — биотито-грюнерито-магнетитовые и грюнерито-магнетитовые кварциты; 2 — безамфиболовые, биотито-магнетитовые кварциты; 3 — биотито-магнетитовые кварциты с железистым родуситом; 4 — родусито-гематито-магнетитовые кварциты, частью с агрином; 5 — синкинематический родусит; 6 — посткинематический родусит. Остальные условные обозначения см. на рис. 1. Точка В1 отвечает среднему составу синкинематического ботта. Для безамфиболовых кварцитов данная система не вполне представительна, поэтому сторона  $\text{Bi}-\text{Fe}_2\text{O}_3$  треугольника  $\text{Mgt}-\text{Bi}-\text{Fe}_2\text{O}_3$  частично дана пунктиром. Истинные взаимоотношения состав-парагенезис устанавливаются в системах с магнием (Дазарев, 1970).

Составы с низкой степенью окисления железа в целом не типичны для железистых кварцитов. Преобладание в них FeO над  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  обуславливает преобладание железа, связанного в силикатах, карбонатах и сульфидах над окислами. К тому же эти породы имеют обычно и пониженную общую железистость. Геологически породы этого типа подчинены настоящим железистым кварцитам, состоящим на 90—95% из Fe, Si, O и содержащим менее 10% железа в виде силикатов, сульфидов и карбонатов. Пространственно породы с низкой степенью окисления железа локализованы в контактах мощных пластов железистых кварцитов с вмещаю-



щими слюдистыми и другими кристаллическими сланцами. Как показывают химические анализы, преобладающее большинство составов железистых кварцитов (роговиков, джеспилитов) в координатах  $(\text{Na} + \text{K})_2\text{O} - \text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3$  локализуется в районе точки Mgt. Очевидно, что для составов, особенно близких к ней, даже весьма незначительные на первый взгляд вариации степени окисления железа в первоначальном осадке оказываются достаточными, чтобы в ходе метаморфизма привести к появлению грюнеритовых, безамфиболовых, биотитовых или родуситовых разновидностей. Рис. 3 наглядно иллюстрирует это положение. Кроме того, в таких составах резко возрастает роль компонентов-примесей, влияющих на щелочность порового раствора. Уже 1—2%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  может оказаться достаточным, чтобы в породе, где  $\text{Fe}'''/\text{Fe}'' \gg 2$ , понижение щелочности порового раствора воспрепятствовало образованию щелочных амфиболов (родуситов). Напротив, вариации в содержании щелочей от долей до 5—6 вес. % могут не оказывать влияния на минералообразование.

Рассмотрение приведенных выше данных позволяет сделать следующие выводы:

1. Кислород может создать рН, достаточное для образования щелочных ассоциаций. Наиболее благоприятны составы тех пород, где в ходе всего метаморфического минералообразования существует стабильная магнетито-гематитовая ассоциация. Иными словами, в ходе метаморфизма щелочность порового раствора, учитывая влияние других компонентов, не должна опускаться ниже уровня, эквивалентного  $\text{P}_{\text{O}_2}$  над буфером магнетит-гематит в системе  $\text{Fe}-\text{Si}-\text{O}$  (Югстер, 1961; Ernst, 1960; Eugster and Wones, 1962). Хотя этот вывод относится к железистым кварцитам, условие относительной пересыщенности кислородом, по-видимому, справедливо и для других пород, в частности, для таких метасоматических образований, как щелочные альбититы (рис. 1).

2. С понижением роли  $\text{P}_{\text{O}_2}$  и возрастанием роли щелочей (независимо от их происхождения) в формировании высокой щелочности порового раствора происходит закономерное изменение равновесных составов щелочных амфиболов в направлении: родусит → рибекит → арфведсонит.

3. Наличие щелочных амфиболов в метаморфизованном железистом кварците само по себе не может служить основанием для вывода о действии щелочного метасоматоза. Последнее должно устанавливаться независимым путем.

4. Один и тот же, но в целом второстепенный щелочной метасоматоз, накладываясь на переслаивающиеся породы с меняющимся  $\text{Fe}'''/\text{Fe}''$ , унаследованным от первоначального осадка, вызывает совершенно различные изменения. В одних породах появляются щелочные амфиболы или эгирины, тогда как в других остаются ассоциации регионального метаморфизма с второстепенными изменениями состава минералов. Общий эффект, однако, состоит в предпочтительной параллельности границ метасоматитов первоначальным литологическим границам.

5. Специфика состава наиболее распространенных типов железистых кварцитов обуславливает большое влияние на минеральные парагенезисы даже небольших колебаний в содержании таких элементов, как кальций, магний и алюминий.

**Влияние скорости изменения температуры и давления.** При изменении температуры и давления меняется растворимость разных компонентов и их активность, в силу чего меняется щелочность порового раствора. Полагая по-прежнему, что верхний предел температуры составляет 500—550°, основное значение имеет скорость достижения температурой и давлением их высшего уровня, влияние величины давления и скорости его спада.

Прогрессивная синкинематическая стадия. Повышение температуры вызывает увеличение растворимости большинства компонентов, которые переходят в поровый раствор из твердых фаз. Однако повышение давления, идущее параллельно с ростом температуры, замедляет переход газообразных компонентов в поровый раствор. Это относится, в частности, к кислороду, выделяющемуся при восстановлении окиси железа. При быстром нарастании давления замедление реакций выделения кислорода способно привести к заметному отставанию  $P_{O_2}$  от равновесного с составом твердых фаз уровня. Такой же результат

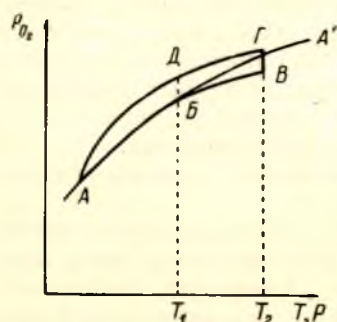


Рис. 4. Схематический характер изменения  $P_{O_2}$  в ходе метаморфизма.

$AA'$  — кривая равновесных изменений  $P_{O_2}$  с температурой и давлением;  $AB$  — кривая изменения  $P_{O_2}$  при изменении температуры со скоростью, меньшей или равной скорости реакций окисления—восстановления твердых фаз;  $BB'$  — кривая изменений  $P_{O_2}$  при изменении температуры от  $T_1$  до  $T_2$  со скоростью, большей скорости реакций восстановления;  $BГ$  — изменение  $P_{O_2}$  при стабилизации температурных условий;  $ГДА$  — кривая изменения  $P_{O_2}$  при падении температуры и давления.

морфизма (отрезок  $BГ$  на рис. 4). Минералы условий пониженной щелочности в гематитсодержащих породах, такие как грюнерит или биотит, будут замещаться родуситом. Эти изменения минералогического состава совершенно идентичны с теми, которые происходят под действием щелочного метасоматоза, хотя в действительности валовый состав системы железистый кварцит—поровый раствор остается неизменным. Некоторые приводимые в литературе примеры могут быть объяснены с этих позиций. В частности, Н. П. Семененко и др. (1965, табл. 174) приводят анализ родусито-магнетитового роговика с реликтами куммингтонита. Так как эта порода пересыщена кислородом и не содержит  $MnO$ , куммингтонит не может быть равновесным минералом. Его появление на первой стадии метаморфизма можно объяснить условиями относительно пониженной щелочности порового раствора при быстром росте температуры. Родусит же равновесен с этим валовым составом, и его появление не говорит о действии щелочного метасоматоза, тем более, что сумма щелочей в этой породе составляет всего 0.55 вес.%, что не выходит за пределы первоначальных содержаний даже в испытывавших совершенную осадочную дифференциацию хемогенных осадках.

Поскольку все реакции, происходящие в системе, являются следствием и ответом системы на изменение внешних условий, они неизбежно



отстают от них. Температура должна измениться прежде, чем пойдут реакции восстановления твердых фаз. Поэтому на прогрессивной стадии метаморфизма  $P_{O_2}$  может как угодно близко приближаться к равновесной кривой, но всегда будет ниже ее. Относительно пониженная щелочность среды минералообразования, следовательно, характеризует обстановку прогрессивной синкинематической стадии метаморфизма.

Регрессивная посткинематическая стадия. Малая теплопроводность при большой массе регионально метаморфизованных пород способствует сохранению температуры кульминационной стадии метаморфизма. Напротив, спад тектонических напряжений и соответственно спад давления до величины давления нагрузки может осуществляться с большой скоростью.

При быстром спаде давления, например от давления, соответствующего точке  $\Gamma$  (рис. 4) до давления, соответствующего точке  $D$ ,  $P_{O_2}$  также понизится, но в точке  $D$  будет превышать равновесное значение на величину  $BD$ . В поровом растворе появится избыточная концентрация  $O_2$  и его термодинамический потенциал станет выше, чем в твердых фазах. Кислород, следовательно, начнет переходить в твердые фазы..

Таким образом, несмотря на то, что  $P_{O_2}$  по своей абсолютной величине падает, твердые фазы будут окисляться вследствие его относительного повышения, что означает также и относительный рост  $[O^{--}]$  и  $pH$ . Следовательно, в поровом растворе будет повышаться также термодинамический потенциал щелочей и сильных оснований. В целом, по той же причине отставания реакции системы на изменение внешних условий, для регрессивной стадии метаморфизма оказывается свойственной обстановка повышенной щелочности и особенно в сравнении с прогрессивной стадией.

В составах, богатых кислородом и бедных щелочами, т. е. в составах, лежащих в области  $Mgt-Rod-Aeg-Fe_2O_3$  у стороны  $FeO-Fe_2O_3$  (рис. 1), особенно сильно повысится потенциал кислорода. Твердые фазы будут испытывать нарастающее окисление (мартит, гематит, оксидуситы), тем более сильное, чем выше было достигнутое  $P_{O_2}$ , т. е. чем больше кислорода было в неметаморфизованном осадке. Условия низкого давления и повышенной щелочности порового раствора благоприятны также для появления эгирина и альбита, обычно отсутствующих в синкинематических условиях.

В составах, более богатых щелочами, чем кислородом ( $Fe'''/Fe' \ll 1$ ), повышение термодинамического потенциала последнего будет незначительно и не приведет к существенному развитию здесь мартита и гематита, хотя посткинематические силикаты в той или иной мере будут обогащены  $Fe_2O_3$ . Избыточная же концентрация щелочей вызывает замещение грюнерита биотитом, кристаллизацию куммингтонита и, наконец, при особо сильном повышении щелочности порового раствора, приводит к появлению рибекит-арфведсонита и сине-зеленой роговой обманки. Как отмечалось, эти щелочные амфиболы равновесны с составами, которые располагаются выше конноды  $FeO-Aeg$ . Однако избыточная концентрация щелочей при резком спаде давления может возникнуть и в составах, в целом недосыщенных щелочами и близких к стороне  $FeO-Fe_2O_3$  на рис. 1.

Посткинематическое относительное повышение термодинамического потенциала кислорода и щелочей в поровом растворе вызывает ряд реакций, приводящих к выравниванию термодинамических потенциалов порового раствора и твердых фаз в целом. Эти реакции приводят прежде всего к сбрасыванию поровым раствором не только избытка кислорода и щелочей, но и сильных оснований — кальция и магния, в силу чего посткинематические минералы обогащаются ими. Напротив, кислотные окислы ( $SiO_2$ ,  $P_2O_5$ ) стремятся перейти в поровый раствор, где их потенциал

оказывается относительно пониженным, а амфотер  $Al_2O_3$  удерживается в поровом растворе. Наконец, наличие избытка кислорода задерживает восстановление углекислоты в условиях низких давлений и тем самым способствует появлению ее избыточной концентрации, а значит, и выпадению карбонатов (предпочтительно кальция и магния).

Итак, при быстром спаде давления при практически сохраняющейся температуре будет происходить закономерная смена парагенетических ассоциаций в железистых кварцитах. Ассоциация грюнерит—зеленый биотит—магнетит в породах с  $Fe'''/Fe'' < 2$  сменяется ассоциацией кумингтонит—коричневый биотит (богатый Mg и  $Fe'''$ )—магнетит, к которым в меняющемся количестве добавляется рибекит-арфведсонит или в породах, обогащенных Ca и Al, его аналог сине-зеленая роговая обманка. В железистых кварцитах, где  $Fe'''/Fe'' > 2$ , родусит-магнетит-гематитовая (реликтовый) ассоциация заменяется ассоциацией оксиродусит—мартит—гематит (новообразованный), к которым может добавляться эгирин. Происходит также смена карбонатов магния и железа доломитом и кальцитом.

При последующем снижении температуры произойдет понижение растворимости компонентов порового раствора, что вызовет появление их избыточных концентраций и относительное повышение термодинамических потенциалов по сравнению с твердыми фазами, т. е. отмеченные тенденции развития будут продолжаться дальше. Однако вследствие понижения температуры, естественно, первыми перестанут кристаллизоваться пироксены и амфиболы. Кроме того, удержание  $Al_2O_3$  в поровом растворе и переход в него  $SiO_2$  и  $P_2O_5$ , отодвигая начало предпочтительной кристаллизации полевых шпатов, апатита и кварца в условия относительно низких температур, вместе с тем способствуют установлению сравнительно более высокого уровня избыточной концентрации этих компонентов. Таким образом, создаются условия для интенсивной кристаллизации полевых шпатов, обогащенных алюминием слюд и хлоритов, и апатита, что напоминает стадию кислотного выщелачивания.

В целом при регрессивном метаморфизме железистых кварцитов развиваются минералогические изменения, совершенно тождественные с изменениями, происходящими при щелочном метасоматозе, а значит, столь свойственное железистым кварцитам предпочтительное образование щелочных минералов при регрессивном метаморфизме, непосредственно продолжающем прогрессивный региональный метаморфизм, не обязательно является следствием щелочного метасоматоза.

### Закключение

На основании приведенных выше данных можно сделать следующие выводы:

1. Щелочные амфиболы в железистых кварцитах не являются всецело минералами-индикаторами щелочного метасоматоза, а образуются также и при изохимическом региональном метаморфизме.

2. На прогрессивной стадии метаморфизма необходимые и достаточные условия для образования щелочных амфиболов при плавном повышении температуры и давления создаются в тех железисто-кремнистых породах, составы которых отвечают верхней и нижней границе поля стабильности магнетита. В породах первого типа кислород создает необходимую высокую щелочность порового раствора, и эти породы могут иметь низкое содержание щелочей, преобладание калия над натрием и алюминия над суммой щелочей. В породах второго типа в формировании высокой щелочности порового раствора главная роль принадлежит щелочам, которыми они изначально обогащены, равно как и основаниями кальция и магния.



3. В регрессивную стадию метаморфизма при падении температуры и давления поровый раствор оказывается более щелочным, чем во время прогрессивной стадии. В связи с этим регрессивные ассоциации оказываются более щелочными, чем ассоциации прогрессивной стадии метаморфизма. Щелочные амфиболы могут появиться и в породах, валовый состав которых беден кислородом и недостаточно богат щелочами.

4. Состав щелочных амфиболов закономерно меняется в зависимости от относительной роли кислорода и щелочей в формировании высокой щелочности порового раствора. По мере возрастания роли кислорода амфиболы становятся все более магнезиальными и окисленными, тогда как с ростом роли щелочей (натрия) их состав сдвигается в сторону рибекита и арфведсонита.

5. Общая схема минералогических изменений на входе регрессивной стадии изохимического метаморфизма, рассмотренная выше исходя из наиболее вероятного изменения  $PT$ -условий, оказывается идентичной с последовательным ходом регрессивного минералообразования в железистых кварцитах (Аникеева, 1955; Елисеев и др., 1961; Тугаринов и др., 1963; Лазарев, 1966), для объяснения которого нередко привлекается смена одного типа метасоматоза (по характеру привносимых и отлагающихся элементов) другим.

6. Закономерное развитие регрессивного процесса и взаимодействие твердых фаз с поровым раствором приводят к смене минералогических изменений типа щелочного метасоматоза изменениями, подобными кислотному выщелачиванию. Волна кислотных компонентов, следовательно, может наблюдаться не только при метасоматическом, но и изохимическом метаморфизме.

Наконец, приведенные для сравнения ограниченные данные по альбитам Кривого Рога указывают на возможную важную роль  $O_2$  в образовании щелочных парагенезисов в широком диапазоне пород, вплоть до крайних членов метасоматических колонок.

## ЛИТЕРАТУРА

Александров И. В. 1959. Об особенностях эволюции пород Криворожской серии при щелочном метасоматозе. Геохимия, № 4.

Аникеева Н. Ф. 1955. Эволюция некоторых горных пород Кривого Рога. Петрограф. сборник, Тр. ВСЕГЕИ, № 1.

Глаголев А. А. 1958. Взаимоотношения эгирина и щелочного амфибола в железистых кварцитах Курской магнитной аномалии. ДАН СССР, т. 119, № 6.

Глаголев А. А. 1960. Щелочной метаморфизм железистой формации Курской магнитной аномалии (КМА) и его температурные фации. В сб.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. I, Изд. АН СССР, М.

Глаголев А. А. 1966. Метаморфизм докембрийских пород КМА. Изд. «Наука», М.

Елисеев Н. А., Никольский А. П., Кушев В. Г. 1961. Метасоматиты Криворожского рудного пояса. Изд. АН СССР, М.—Л.

Коржинский Д. С. 1961. Очерк метасоматических процессов. В сб.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. АН СССР, М.

Коржинский Д. С. 1963. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.

Лазарев Ю. И. 1966. Условия образования щелочных амфиболов и пироксенов при изохимическом метаморфизме железистых кварцитов Костомукшского месторождения. В сб.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы (тезисы докладов), изд. «Наукова думка», Киев.

Лазарев Ю. И. 1970. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения, КАССР. Изд. «Наука», Л.

Никольский А. П. 1956. Метасоматиты железистых кварцитов восточной части Украинского кристаллического щита и вопросы генезиса богатых железных руд. Сов. геология, № 50.

Павленко А. С. 1959. Особенности метасоматоза в одном из районов Северного Криворожья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.

Плаксенко Н. А. 1959. О некоторых особенностях строения толщи метаморфических пород КМА, причинах их возникновения и стратиграфическом значении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.

Половинкина Ю. Ир. 1949. Натровый метасоматоз как закономерность в образовании месторождений железистых кварцитов. Зап. Всесоюз. минер. общ., вторая серия, ч. 78, вып. 1.

Семенов Н. П., Н. И. Половко, Г. В. Жуков, В. Д. Ладиева, Т. О. Макухина. 1956. Петрография железисто-кремнистых формаций УССР. Изд. АН УССР, Киев.

Стрыгин А. И. 1959. Типы метаморфизма железистых пород Криворожского бассейна. В сб.: Геология и горное дело, Тр. НИГРИ, № 2.

Чураков А. Н. 1947. Русская платформа и окаймляющие ее щелочные породы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.

Тугаринов А. И., А. С. Павленко, И. В. Александров. 1963. Геохимия щелочного метасоматоза. Изд. АН СССР, М.

Югстер Г. П. 1961. Реакция восстановления и окисления при метаморфизме горных пород. В сб.: Геохимические исследования, ИЛ, М.

Ernst W. G. 1960. The stability relations of Magnesioriebeckite. Geochim. et Cosmochim. Acta, vol. 19, № 1.

Eugster H., D. R. Wones. 1962. Stability relations of the ferruginous biotite, annite. Journ. Petrol., vol. 3, № 1.

---

**В. Я. Горьковец**

#### **О ГЕОХИМИИ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ (НА ПРИМЕРЕ КОСТОМУКШСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАРЕЛИИ)**

Костомукшское железорудное месторождение расположено в Западной Карелии и представлено двумя лептитовыми железисто-кремнистыми формациями: терригенно-вулканической и вулканической. Эти формации слагают как измененные осадочные породы — железистые кварциты, гранато-амфиболовые сланцы и графитистые сланцы, так и метаморфизованные эффузивные породы — лавы и туфы кислого состава (Чернов, 1964; Горьковец, 1969; Чернов и др., 1969).

В настоящей статье рассматривается вопрос о распределении элементов-примесей в минералах железисто-кремнистых пород Костомукшского железорудного месторождения в зависимости от литологического состава пород и их метаморфизма. В статье используются результаты 290 полуколичественных спектральных анализов и 26 химических анализов мономинеральных фракций. Анализы выполнены в спектральной и химической лабораториях Института геологии Карельского филиала АН СССР (аналитики Г. Д. Епишина, В. А. Доильница). Кроме того, 70 мономинеральных фракций магнетита и гематита проанализировано количественным спектральным анализом на Ge в спектральной лаборатории ВИМСа. Определение Ge в минералах железных руд выполнено по методике, разработанной спектральной лабораторией ВИМСа для железных руд. Чувствительность определения Ge в минералах 0.0001%. Для других элементов-примесей при спектральном полуколичественном анализе достигнута следующая чувствительность определения элементов: Be, Cu, Ag и Ni — 0.0001%; Mn, Pb, Sn, V, Co, Cr — 0.0003%; B, Ti и Zn — 0.001%; Zr — 0.003%; Sr и Ba — 0.01%.

При химическом анализе достигнута следующая чувствительность определения: Mn и Ti — 0.01%; Mg — 0.1%. Сравнительно высокая сходимость результатов спектрального и химического методов позволила использовать данные полуколичественных спектральных анализов для



характеристики состава различных минералов железистых кварцитов и исследования некоторых особенностей геохимии рассеянных элементов в зависимости от литологии и метоморфизма пород.

Элементы-примеси породобразующих минералов. Особенностью минерального состава железистых кварцитов Костомукшского железорудного месторождения является наличие обширной группы минералов, представленных магнетитом, гематитом, пиритом, пирротином, кварцем, грюнеритом, биотитом, щелочными амфиболами — рибекитом и кросситом, актинолитом, роговой обманкой и пироксеном ряда диопсид-эгирина.

Спектральный и химический анализы показали, что наиболее распространенными элементами-примесями минералов железистых кварцитов Костомукшского месторождения являются Mn, Ti, Cu, Ni и Ge. Эти элементы присутствуют почти во всех минералах железных руд вулканогенных формаций и являются сквозными, хотя их концентрация в разных минералах может сильно колебаться.

Для некоторых групп минералов и отдельных минералов характерны определенные, специфические комплексы химических элементов. Для магнетита и гематита характерными элементами-примесями являются Mn, Ti, Ge, Mg. При этом в магнетите, помимо этих химических элементов, концентрируются также Cu и Cr. Для пирротина и пирита типоморфными элементами-примесями являются Co и Pb, а также Ag, отмечавшиеся в незначительных концентрациях; Ge полностью отсутствует в сульфидах. Группа минералов, представленная рибекитом, актинолитом, кросситом, роговой обманкой и щелочными пироксенами ряда диопсид-эгирина, характеризуется наличием типоморфных элементов-примесей — Be, B, Ga, V, Sr, Y. Помимо вышеперечисленных химических элементов, в этой группе присутствуют элементы-примеси, свойственные другим минералам железистых кварцитов месторождения. В меньшем количестве и значительно реже отмечается Sn. Для биотитов типоморфными элементами-примесями являются Be, Ga, V, Cr и Ba. В грюнерите, наиболее широко распространенном метаморфическом силикатном минерале железистых кварцитов месторождения, присутствует тот же набор элементов-примесей, что и в магнетите. И, наконец, для кварца, помимо характерных элементов-примесей для минералов железистых кварцитов, типоморфными рассеянными элементами являются Ba, Sr и Sn. Олово было выявлено в количестве 0.0003—0.003% спектральным анализом чистых мономинеральных фракций кварца и совершенно не фиксируется в валовых пробах; Ge в кварце не обнаружен.

Поведение элементов-примесей на фациальном профиле. Геохимический облик фациальных вулканогенных железисто-кремнистых формаций Костомукшского месторождения, а также распределение главных элементов, элементов-примесей и некоторых их отношений в породах фациальных профилей было рассмотрено ранее (Горьковец, 1969). Следует указать, что на участках фациальных профилей, представленных химическими осадками (железистые кварциты), наблюдается тенденция к сглаженно-упорядоченному типу распределения химических элементов. Средние содержания почти всех главных элементов и элементов-примесей в породах, за исключением Fe и Ge, на этих участках фациальных профилей закономерно возрастают от наиболее удаленных от вулканического очага членов фациального профиля в направлении к вулканическому очагу.

На рис. 1 показано распределение ряда элементов-примесей в минералах железисто-кремнистых пород на литологическом фациальном профиле. Содержание этих элементов убывает с удалением от вулканического

очага, от грюнеритовых и грюнерито-биотитовых кварцитов к грюнерито-магнетитовым и магнетито-грюнеритовым разностям и далее к биотито-магнетитовым, рибекито-магнетитовым, кроссито-магнетитовым гематит-

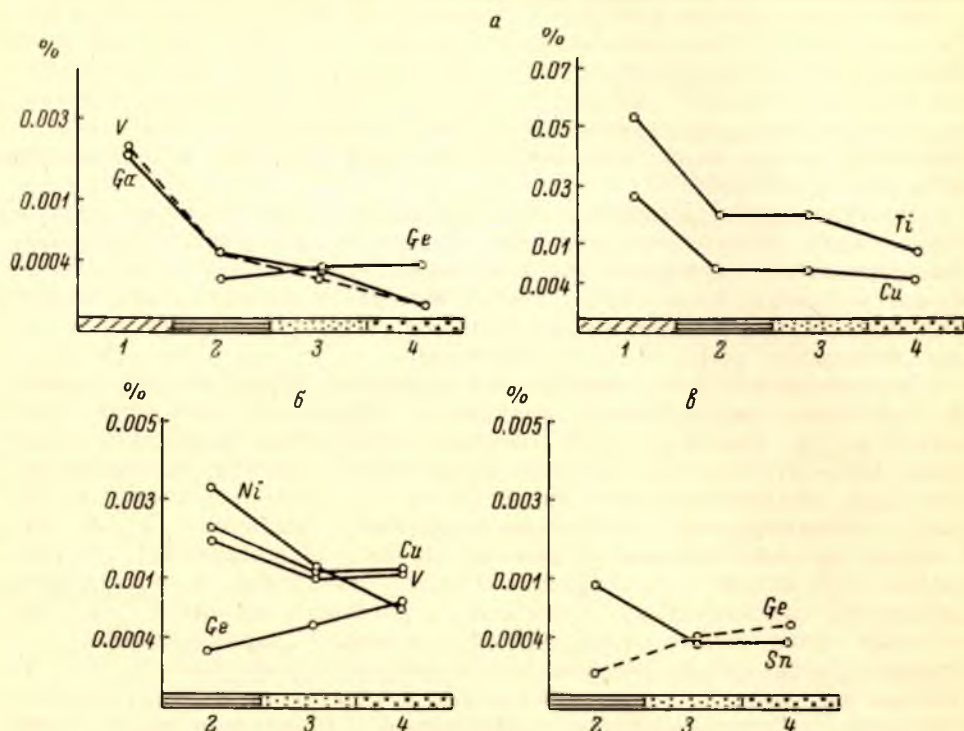


Рис. 1. Распределение элементов-примесей в минералах железисто-кремнистых пород: а — магнетите, б — биотите, в — Sn в кварце и Ge в грюнерите.

1 — гранато-амфиболовые сланцы; 2 — грюнеритовые и грюнерито-биотитовые кварциты; 3 — грюнерито-биотито-магнетитовые кварциты; 4 — рибекито-актинолит-кроссито-магнетитовые кварциты.

содержащим разностям железистых кварцитов. Исключением из этого правила является Ge, концентрация которого возрастает в этом же направлении.

Одним из наиболее изученных нами микроэлементов пород и минералов железистых кварцитов является Ge, который в различных количествах

#### Содержание Ge в минералах

Минералы	Число проб	Среднее содержание, %	Пределы колебаний, %
Магнетит . . . . .	80	0.00025	0.0001—0.00055
Гематит . . . . .	19	0.00017	0.0001—0.00028
Грюнерит . . . . .	11	0.00037	0.0001—0.0006
Биотит . . . . .	8	0.00043	0.0001—0.001
Роговая обманка . .	5	0.00040	0.0001—0.0006
Рибекит . . . . .	9	0.0013	0.0007—0.0018
Актинолит . . . . .	9	0.0010	0.0006—0.0030
Кроссит . . . . .	7	0.0023	0.0014—0.0050
Диопсид-эгирин . .	4	0.0026	0.0022—0.0032
Кварц . . . . .	55	—	—
Пирит . . . . .	3	—	—
Пирротин . . . . .	14	—	—
Анкерит . . . . .	2	—	—



обнаружен почти во всех анализированных минералах: магнетите, гематите, грюнерите, биотите, амфиболах и пироксенах щелочного ряда. Отсутствует данный элемент в пирротине, пирите, кварце и анкерите (см. таблицу).

Как показали исследования В. С. Груздева и В. Н. Выдрина (1967), для полиметаллического оруденения района нижнего Приангарья отсутствие Ge в пирите и пирротине объясняется неблагоприятными условиями для изоморфного вхождения Ge в октаэдрические решетки сульфидных минералов. Карбонаты также характеризуются отсутствием Ge, что может быть обусловлено особенностями их кристаллической структуры.

Среди силикатных минералов максимальные концентрации установлены (см. таблицу) в амфиболах (кроссите) до 0.005% (ср. 0.0023%) и актинолите до 0.003% (ср. 0.0010%). Количество Ge в магнетите достигает 0.0006% (ср. 0.00025%), в гематите 0.00028% (ср. 0.00017%).

Присутствие Ge в минералах-концентраторах некоторые исследователи (Григорьев, Момджи, 1966) связывают с изоморфным вхождением химического элемента в кристаллические решетки минералов. Другие исследователи накопление Ge объясняют типично сорбционным процессом (Щербак, 1962).

На основании близких ионных размеров  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Ge}^{2+}$  (0.74 Å и 0.73 Å соответственно) и первых трех потенциалов возбуждения делается вывод об изоморфном замещении  $\text{Ge}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$  (Григорьев, Момджи, 1966). При этом отмечается, что для существования  $\text{Ge}^{2+}$  необходимы восстановительные или умеренно восстановительные условия, при которых происходит накопление магнетита.

В силикатном типе железисто-кремнистых пород, железистые минералы которых представлены магнетитом и пирротинотом, характеризующих восстановительные условия осадконакопления, наблюдается максимум концентраций Ge (рис. 2). Основная масса этого элемента на данном участке фациального профиля, вероятно, входит в кристаллическую решетку амфиболов куммингтонит-грюнеритового ряда и биотитов, в которых железо находится преимущественно в закисной форме. Второй пик в содержании Ge расположен в наиболее удаленном от вулканического очага участке фациального профиля, характеризующегося окислительными или близкими к нейтральным условиям осадконакопления. Типичными минералами для данного участка профиля являются магнетит, гематит, щелочные амфиболы и щелочные пироксены, в кристаллической решетке которых Fe находится в окисной форме. Этот участок профиля характеризуется максимальными концентрациями  $\text{Fe}^{3+}$  и минимальными для железистых кварцитов месторождения содержаниями закисного железа.

Помимо вышеприведенного изоморфизма  $\text{Ge}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ , хорошо укладывается в схему распределения Ge в породах и минералах железистых кварцитов месторождения предполагаемое некоторыми исследователями гетеровалентное замещение  $3\text{Ge}^{4+} \rightarrow 4\text{Fe}^{3+}$ . О возможности схемы изоморфизма  $3\text{Ge}^{4+} \rightarrow 4\text{Fe}^{3+}$  говорит присутствие Ge в гематите, а также максимальные концентрации его в щелочных амфиболах и пироксенах, в которых железо присутствует в основном в окисной форме.

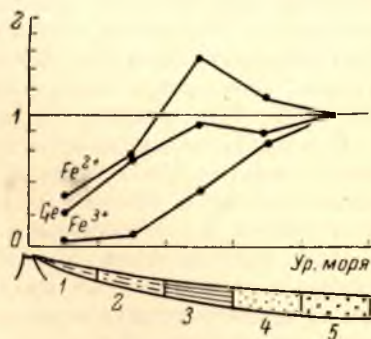


Рис. 2. Распределения  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  и Ge в породах на фациальном профиле вулканогенных железисто-кремнистых формаций.

1 — туфогенные сланцы; 2 — графитистые сланцы; 3 — грюнеритовые и грюнерито-биотитовые кварциты; 4 — грюнерито-биотито-магнетитовые кварциты; 5 — рибекито-кроссито-актинолит-биотито-магнетитовые кварциты.

Таким образом, в зависимости от условий среды осадконакопления, характеризующих отдельные участки фациальных профилей, можно предполагать различные формы изоморфизма Ge в кристаллических решетках минералов-концентраторов. В условиях восстановительной или умеренно-восстановительной среды возможна схема изоморфизма  $\text{Ge}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ . В окислительных или близких к нейтральным условиям можно предполагать другую схему изоморфизма  $3\text{Ge}^{4+} \rightarrow 4\text{Fe}^{3+}$ .

Влияние регионального метаморфизма на концентрацию элементов-примесей в минералах. Несмотря на длительное изучение докембрийских железистых кварцитов, вопросы распределения элементов-примесей при изменении степени метаморфизма в породах и минералах этих руд в литературе рассмотрены недостаточно. Поведение главных породообразующих элементов железистых кварцитов, подвижность их при метаморфических и метасоматических превращениях детально изучены рядом исследователей (Александров, Змеенкова, 1958; Александров, 1959; Елисеев и др., 1961; Глаголев, 1966; Гусельников, Волков, 1966).

Породы Костомукшского железорудного месторождения изучены в условиях эпидото-амфиболитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма, а также начальных этапов ультраметаморфизма, который проявляется в мигматизации железистых кварцитов.

При рассмотрении характера распределения главных химических элементов в железистых кварцитах установлено, что основные геохимические закономерности в распределении элементов, обусловленные литологией, не нарушаются в зонах повышенных ступеней метаморфизма. Для петрогенных элементов изменение условий от эпидото-амфиболитовой до амфиболитовой фаций регионального метаморфизма протекает как процесс существенно изохимический без изменения химического состава пород. При дальнейшем возрастании степени метаморфизма до начальных этапов ультраметаморфизма наблюдается некоторое изменение химического состава пород, заключающееся в окварцевании пород.

Влияние метаморфических преобразований на концентрацию элементов-примесей в минералах железистых кварцитов месторождения показано на рис. 3. Для исключения влияния литологического состава пород на концентрацию элементов-примесей в минералах для исследования были выбраны железистые кварциты одной петрографической разности с узким интервалом колебаний содержания Fe (20—30%).

Как видно из диаграмм, при увеличении степени метаморфизма от эпидото-амфиболитовой фации до начальных этапов ультраметаморфизма такие химические элементы, как Mn, Mg, Ti, Cu, Cr, Ge и Sr, ведут себя как вполне подвижные компоненты и чутко реагируют на изменение физико-химических условий среды. При этом намечаются следующие закономерности: при изменении условий от эпидото-амфиболитовой до амфиболитовой фаций регионального метаморфизма происходит понижение концентраций, вынос почти всех элементов-примесей во всех минералах, за исключением Ge в грюнерите.

С дальнейшим увеличением степени метаморфизма от амфиболитовой фации до начальных этапов ультраметаморфизма в изменении концентраций элементов-примесей в минералах намечаются две противоположные тенденции: увеличение содержаний почти всех химических элементов при изменении степени метаморфизма в магнетите и грюнерите (исключение составляет Ge в грюнерите, концентрация которого в этом интервале падает) и понижение концентраций элементов в кварце в этих условиях.

Такие колебания концентраций химических элементов в минералах железистых кварцитов зависят в первую очередь от высокого химического потенциала элементов-примесей по сравнению с химическим потенциалом



петрогенных элементов, а также от меняющихся физико-химических условий.

Изучение влияния метаморфических преобразований на концентрацию Ge в породах и минералах железистых кварцитов показало, что при незначительных изменениях в концентрациях элемента в породе при

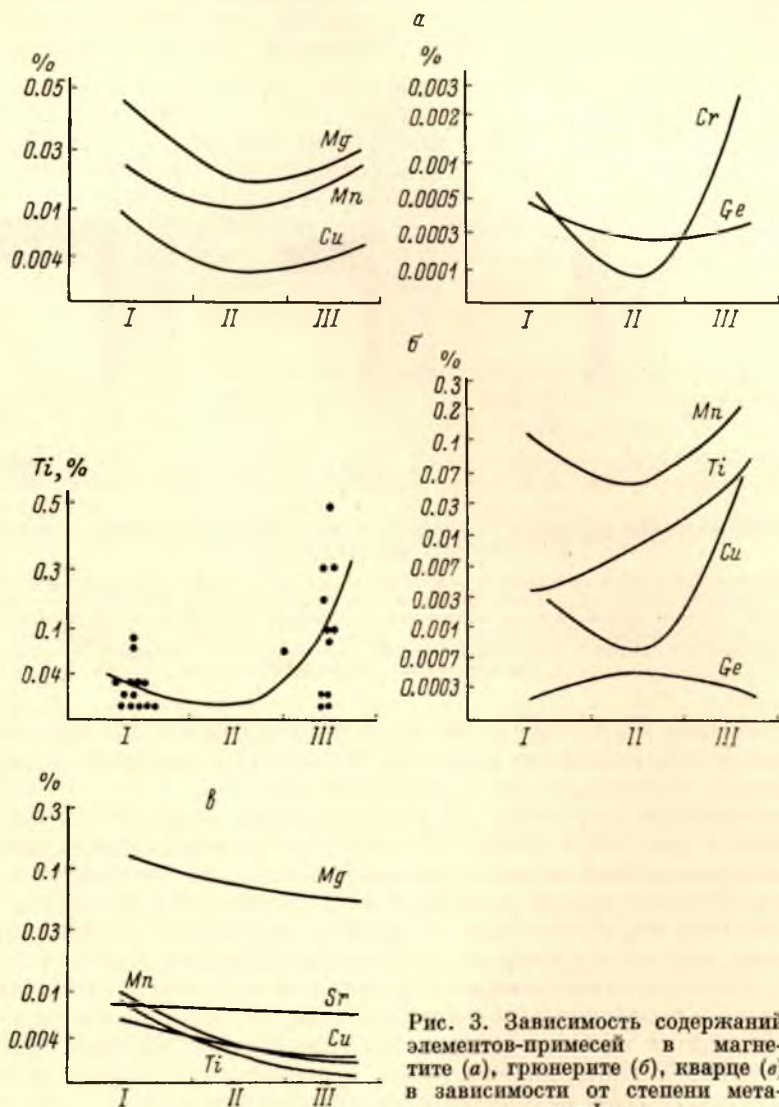


Рис. 3. Зависимость содержаний элементов-примесей в магнетите (а), грюнерите (б), кварце (в) в зависимости от степени метаморфизма.

I — эпидото-амфиболитовая фация метаморфизма; II — амфиболитовая фация метаморфизма; III — начальные этапы ультраметаморфизма.

изменении степени метаморфизма наблюдается перераспределение между породообразующими минералами. При этом наблюдается следующая закономерность: при возрастании степени метаморфизма от эпидото-амфиболитовой до амфиболитовой фаций регионального метаморфизма концентрация Ge в магнетите уменьшается, а в грюнерите возрастает (рис. 4). При дальнейшем возрастании степени метаморфизма до начальных этапов ультраметаморфизма намечается обратная картина — возрастание средних содержаний элемента в магнетите и падение концентраций в грюнерите.

Такая же тенденция в распределении Ge между минералами при изменении условий регионального метаморфизма от эпидото-амфиболитовой до амфиболитовой фаций намечается для железистых кварцитов, содержащих щелочные амфиболы и пироксены, в которых еще более возрастает степень перераспределения Ge между минералами. Максимальные концентрации элемента в этих минеральных ассоциациях приурочены к наиболее высокотемпературным разностям щелочных минералов —

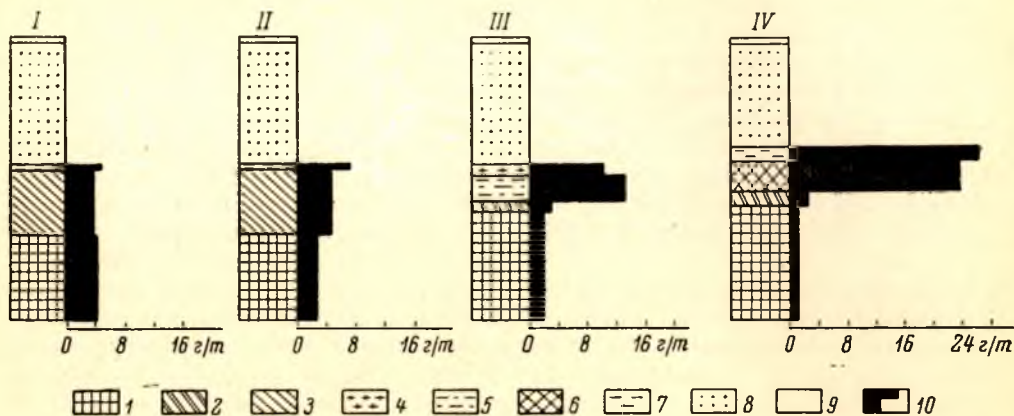


Рис. 4. Распределение германия в минералах железистых кварцитов в зависимости от степени метаморфизма.

*I* — грюнерито-магнетитовые кварциты (эпидото-амфиболитовая фация метаморфизма); *II* — грюнерито-магнетитовые кварциты (амфиболитовая фация метаморфизма); *III* — рибекито-магнетитовые кварциты (эпидото-амфиболитовая фация метаморфизма); *IV* — кроссито-магнетитовые кварциты (амфиболитовая фация метаморфизма); 1 — магнетит; 2 — гематит; 3 — грюнерит; 4 — биотит; 5 — рибекит; 6 — кроссит; 7 — диопсид-эгирин; 8 — кварц; 9 — анкерит; 10 — гистограммы распределения германия.

диопсид-эгирину и кросситу, в которых железо связано преимущественно в окисной форме. В этих же разностях железистых кварцитов отмечаются минимальные содержания Ge в магнетите (рис. 5).

Вышеприведенные данные по распределению петрогенных элементов в железистых кварцитах свидетельствуют, что региональный метаморфизм эпидото-амфиболитовой и амфиболитовой фаций для этих элементов протекал как изохимический процесс без существенного изменения химического состава пород, и только в условиях начальных этапов ультраметаморфизма наблюдаются некоторые изменения химического состава железистых кварцитов, заключающиеся в привносе кремнезема. Иная картина наблюдается в поведении элементов-примесей, которые в минералах железистых кварцитов при изменении физико-химических условий среды (для условий регионального метаморфизма и начальных этапов ультраметаморфизма) ведут себя как подвижные компоненты.

## Выводы

1. В распределении элементов-примесей в минералах железистых кварцитов на фациальном геохимическом профиле Костомукшского месторождения наблюдается тенденция к сглаженно-упорядоченному типу распределения химических элементов, которая заключается в уменьшении содержаний почти всех элементов при удалении от вулканического очага. Исключение составляет Ge, концентрация которого возрастает в этом направлении.

2. Геохимические свойства Ge и распределение его в породах и минералах на фациальном профиле вулканогенных формаций позволяют



предполагать существование двух форм изоморфизма Ge в минералах железистых кварцитов в зависимости от окислительных и восстановительных условий седиментации ( $3\text{Ge}^{4+} \rightarrow 4\text{Fe}^{3+}$  и  $\text{Ge}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$  соответственно).

3. Изучение влияния фаций метаморфизма на распределение химических элементов в породах и минералах железистых кварцитов позволяет выявить определенные закономерности. В условиях эпидото-амфиболитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма петрогенные элементы ведут себя как инертные компоненты; в условиях начальных этапов ультраметаморфизма железистые кварциты мигматизируются кварцевым материалом.

Микроэлементы для всех вышеприведенных фаций метаморфизма являются подвижными: наблюдается вынос элементов-примесей из всех породообразующих минералов железистых кварцитов при изменении условий от эпидото-амфиболитовой до амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. При дальнейшем возрастании степени метаморфизма до начальных этапов ультраметаморфизма продолжается вынос элементов-примесей из кварца, но повышение концентраций этих элементов в магнетите и грюнерите.

4. Тожественность закономерностей распределения в породах и минералах различных по геохимическим свойствам элементов-примесей на фациальных профилях вулканогенных железисто-кремнистых формаций дает возможность утверждать, что распределение элементов-примесей в осадках докембрийских бассейнов контролировалось преимущественно условиями осадконакопления первичных железисто-кремнистых соединений и в основном не нарушалось в процессе метаморфизма.

#### ЛИТЕРАТУРА

Александров И. В., А. В. Змеевкова. 1958. Эволюция пород при прогрессивном метаморфизме на примере средней свиты криворожской серии. Геохимия, № 1.

Александров И. В. 1959. Об особенностях эволюции пород криворожской серии при щелочном метасоматозе. Геохимия, № 4.

Глаголев А. А. 1966. Метаморфизм докембрийских пород КМА. Изд. «Наука», М.

Горьковец В. Я. 1969. Некоторые особенности распределения элементов в докембрийских вулканогенных железистокремнистых формациях Карелии. Литология и полезные ископаемые, № 1.

Григорьев В. М., Г. С. Момджи. 1966. Редкие элементы в железных рудах. В сб.: Геология месторождений редких элементов, вып. 29, Госгеолтехиздат, М.

Груздев В. С., В. Н. Выдрин. 1967. Особенности геохимии германия в гидротермальном процессе. ДАН СССР, т. 175, № 2.

Гусельников В. Н., Г. И. Волков. 1966. К геохимии железных руд Михайловского месторождения Курской магнитной аномалии. Геохимия, № 12.

Елисеев Н. А., Н. П. Никольский, В. Г. Кушев. 1961. Метасоматиты Криворожского рудного пояса. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 13.

Чернов В. М. 1964. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных лептитовых железисто-кремнистых формаций Карелии. Изд. АН СССР, М.—Л.

Чернов В. М., К. А. Инина, В. Я. Горьковец, М. Б. Раевская. 1969. Литологические и геохимические особенности железисто-кремнистых формаций докембрия Карелии. Карельск. книжн. изд., Петрозаводск.

Щербак О. В. 1962. О механизме осадконакопления германия в железных рудах и углях. Минеральное сырье, № 6.

### ПИРРОТИНОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ СЕРНОКОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОЙ КАРЕЛИИ

Геологическое положение пирротиновой минерализации и ее взаимоотношение с пиритовыми рудами. Серноколчеданные месторождения Южной Карелии (Хаутаваарское, Нялмозерское, Ведлозерское, Ялонваарское, рудоправления Чалкинского участка) приурочены к измененным осадочно-вулканогенным комплексам нижнего протерозоя (спилито-диабазовому и андезито-дацитовому) и являются одними из древнейших на территории Советского Союза. Геологическая позиция названных месторождений определяется их постоянной приуроченностью к толще метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород, представленной кварцевыми туфопесчани-

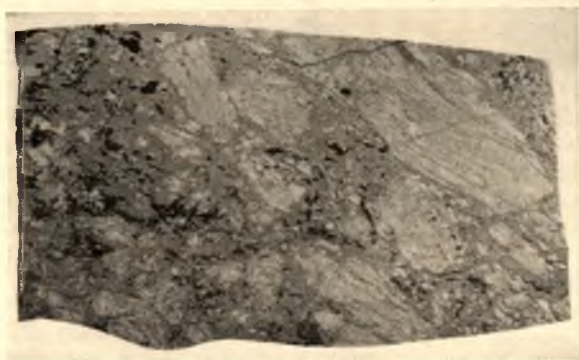


Рис. 1. Пирито-пирротиновая руда с брекчиевой текстурой. В обломках перекристаллизованная пиритовая руда.

ками, графитистыми, графито-серицито-кварцевыми, серицито-кварцевыми и другими сланцами, а также кварцитами (рудно-сланцевая толща). Среди последних залегают согласные крутопадающие пластообразные тела серного колчедана длиной до 700 м (Хаутаваара) при средней мощности 7—9 м.

Минеральный состав серноколчеданных руд весьма прост и характеризуется преобладанием в них пирита и пирротина. В парагенетической ассоциации с последним встречается небольшое количество халькопирита и сфалерита, не превышающее 2—3% общего содержания сульфидов. В редких случаях встречаются галенит, пентландит, арсенопирит.

Проведенные ранее исследования (Рыбаков, 1967; Робонен, Рыбаков, 1968) указывают на вулканогенно-осадочный генезис пиритовых руд и их последующую перекристаллизацию при региональном метаморфизме в условиях эпидото-амфиболитовой фации.

Для пирротиновой минерализации, основная масса которой связана с пиритовыми рудами, устанавливается наложенный характер относительно последних. Пирротин приурочивается к флангам и местам выклинивания рудных тел или отдельных рудных прослоев, реже образуют самостоятельные залежи (Чалка). Характерны жилы пирротина во вмещающих породах и в перекристаллизованной пиритовой руде. Нередки брекчиевые текстуры с обломками перекристаллизованной пиритовой руды в пирротиновом цементе (рис. 1).



Изучение взаимоотношения пирротиновых руд с дайками диоритовых порфиров и метагаббро-диабазов (Хаутаваара), прорывающими рудно-сланцевую толщу и сингенетичные с ней пиритовые руды, показало, что дайки имеют допирротиновый возраст. Это устанавливается по явно выраженным околорудным изменениям (хлоритизация, эпидотизация) и наличию пирротиновой вкрапленности в дайках.

Важно отметить еще один момент. Пирротиновые руды постоянно сопровождаются зоной гидротермально измененных пород. В основных и средних породах эти изменения выражены в развитии хлорита, клиноцоизита, кварца, карбоната, реже биотита, тремолита. В кислых плагиокварцевых порфирах, кварцевых туфопесчаниках, кварцитах образуются серицит, хлорит, клиноцоизит; происходит окварцевание пород.

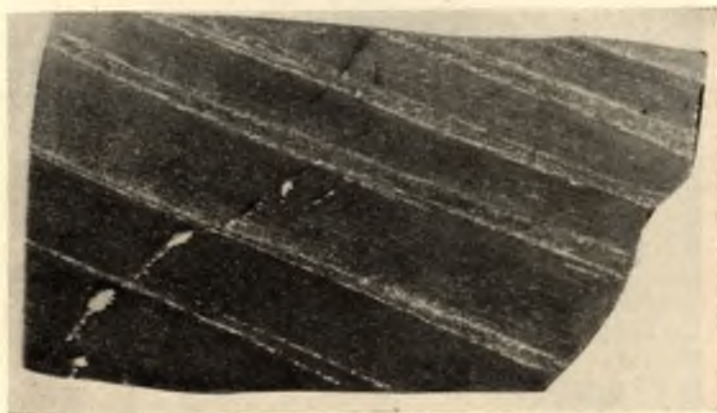


Рис. 2. Пирротин (светлый), подчеркивающий ритмичную слоистость графитистых сланцев.

Этот же комплекс изменений, и прежде всего образование хлорита, клиноцоизита, эпидота, серицита, карбоната, носит площадной характер и связан с регрессивной стадией регионального метаморфизма. Это устанавливается почти во всех шлифах. Хлорит замещает амфибол, вместе с клиноцоизитом, эпидотом образует мелкие гнезда или секущие сланцеватость жилки. Наиболее интенсивное изменение происходит в зонах серноколчеданного оруденения (в силу своих механических свойств породы рудно-сланцевой толщи наиболее рассланцованы) и по разрывным нарушениям вне зон серноколчеданных залежей.

В боковых породах рудно-сланцевой толщи, в метадиабазе, метагаббро-диабазе и серпентинитах, пирротиновая минерализация также имеет широкое распространение в виде вкрапленности и жилок. В этом отношении особенно интересны графитистые сланцы, содержащие до 10—20% сульфидов (преимущественно пирротина). Форма нахождения пирротина в графитистых сланцах имеет свои интересные особенности. Отмечается вкрапленность, небольшие гнезда и жилы пирротина. Пирротиновая вкрапленность во многих случаях подчеркивает ритмичнослоистое строение графитистых сланцев (рис. 2).

Гнезда пирротина имеют форму вытянутых по сланцеватости линзочек размером 0.5—2.0 см. По их периферии часто развивается халькопирит. Большей частью пирротин в графитистых сланцах образует жилы мощностью от первых миллиметров до 5—10 см. Гнезда и жилы пирротина постоянно имеют светлую серицито-кварцевую кайму мощностью 0.5—1.5 мм.

Приуроченность к графитистым сланцам и вкрапленность пирротина, подчеркивающая ритмичность сланцев, а также наблюдаемая в отдельных случаях линейность зерен пирротина (Нялмозеро) позволяют предполагать возможность образования пирротина за счет первичноосадочного пирита при региональном метаморфизме, при котором значительная часть сульфидов была мобилизована и отложена по трещинкам.

На участке Хаутаваарского месторождения известна рудная зона с пентландито-пирротинovým оруденением, находящаяся среди серпентинитов. Эта зона представлена жилой массивных руд мощностью 0,6—0,7 м и вкрапленными рудами.

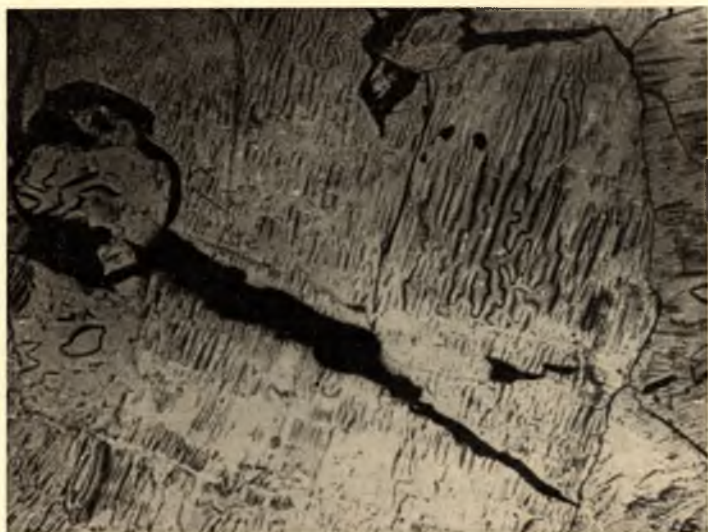


Рис. 3. Доменная структура пирротина. Полированный шлиф, увел. 180, фото О. Н. Жерденко.

Рудными минералами этих руд являются пирротин, пентландит, халькопирит. Изредка встречается пирит. Обращает на себя внимание то, что эти руды находятся в близком соседстве с серноколчеданными пиротино-пиритовыми залежами.

Взаимоотношения гексагонального и моноклинного пирротинов в изученных рудах. Как неоднократно отмечалось различными исследователями (Елисеев, 1962; Генкин и др., 1965), образование гексагональной и моноклинной модификации пирротинов зависит от физико-химических условий. Поэтому важно непосредственное изучение в рудах взаимоотношений названных модификаций. Для их выявления в полированных шлифах исследователями предлагаются различные методы.

Интересные результаты получили М. А. Грабовский и О. Н. Жерденко (1964) с помощью разработанного ими метода магнитной порошковой графики применительно к пирротинам. Ими была установлена доменная структура моноклинных ферромагнитных пирротинов. При покрытии магнитной суспензией в зернах моноклинного пирротина возникают своеобразные внутренне закономерные порошковые фигуры. Гексагональные же пирротины в большинстве своем антиферромагнитные и магнитной суспензией не покрываются. А. Д. Генкиным, В. П. Логиновым и Н. И. Органовой (1965) предложен метод выявления моноклинного пирротина в полирован-



ных шлифах путем окисления их на воздухе. Моноклинный пирротин в полированном шлифе, пролежавшем некоторое время на воздухе, покрывается буро-коричневым, иногда темно-синим налетом. При этом выявляются своеобразные структурные рисунки с различным соотношением окисленных и неокисленных участков в зернах пирротина. Чтобы ускорить процесс окисления, шлифы с пирротинном можно подвергать нагреванию при температуре 160—180°.

Изучение полированных шлифов из карельских серноколчеданных месторождений показало, что в рудах присутствует две модификации пирротина — гексагональная и моноклиная, среди которых преобла-



Рис. 4. Оторочка моноклинного пирротина вокруг гексагонального. Полированный шлиф, увел. 180.

дает первая. Вместе с тем моноклиная модификация имеет также в рудах значительное распространение, и в ее распределении отмечается ряд закономерных особенностей.

Моноклинный пирротин был обнаружен в большинстве просмотренных полированных шлифов из различных типов руд, в основном с Хаутаваарского месторождения. В некоторых шлифах количество его составляет 20—30%. Во всех случаях взаимоотношения гексагонального и моноклинового пирротина одинаковое. Моноклинный пирротин или слагает полностью отдельные зерна или занимает часть зерна. В моноклинном пирротине при покрытии его магнитной суспензией хорошо выявляется доменная структура (рис. 3).

Совершенно отчетливо устанавливается общая для всех руд закономерность, отмеченная ранее А. Д. Генкиным, В. П. Логиновым и Н. И. Органовой (1965): моноклинный пирротин, покрытый бурым налетом, в полированном шлифе располагается в виде оторочки вокруг гексагонального пирротина (рис. 4, 5). Граница между буро-коричневой оторочкой и светлым ядром гексагонального пирротина в большинстве случаев неровная. Обычно количество пластин моноклинного пирротина от периферии постепенно и неравномерно уменьшается к центру. Вместе с тем в отдель-

ных шлифах, как это видно из рис. 5, моноклинный пирротин, покрытый магнитной суспензией, окаймляет гексагональный, имея с ним резкую границу.

Нередко среди гексагонального пирротина наблюдаются узкие веретенообразные, реже неправильные пластинки моноклинного пирротина (рис. 5). В каждом случае в их расположении наблюдается своеобразная закономерность, напоминающая структуры распада твердых растворов. Чаще они образуют серию субпараллельных пластинок, отдельные из которых образуют между собой угол  $150-160^\circ$ . Нередко серии таких парал-

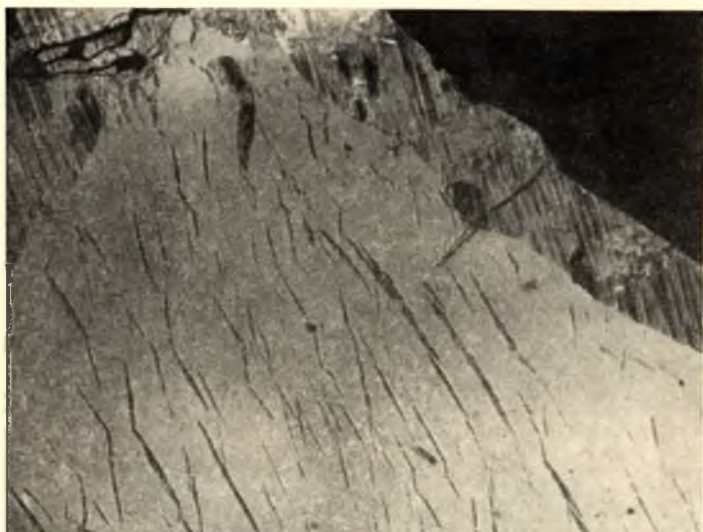


Рис. 5. Оторочка и пластинчатые выделения моноклинного пирротина в гексагональном. Полированный шлиф, покрыт магнитной суспензией, увел. 180, фото О. Н. Жерденко.

лельных пластинок располагаются под углом  $160^\circ$  друг к другу в виде елочки. Кроме того, моноклинный пирротин иногда приурочивается к трещинкам, образует каемки вокруг включений кварца или зерен пирита.

Рентгенометрическое и химическое изучение пирротинов Хаутаваарского месторождения. Рентгенометрическое изучение пирротина проводилось на аппарате типа УРС-70 с диаметром камеры 57.3 мм на излучении железа (35 кв, 14 ма). Часть образцов снималась на дифрактометре ДРОН-1 в лаборатории рентгеноструктурного анализа Института геологии Карельского филиала АН СССР. Съемку и расчет параметров элементарных ячеек производила Р. И. Эйгирд. Определение химического состава пирротинов проведено в химической лаборатории Института геологии Карельского филиала АН СССР. Рентгенометрические и химические исследования подтвердили, что во всех изученных типах пирротиновых руд присутствуют гексагональная и моноклинная модификации пирротина.

Отбор мономинеральных фракций пирротинов производился методом магнитной сепарации. Проанализированы были в основном ферромагнитные разности, представленные моноклинной или смесью моноклинной и гексагональной модификаций, в которой преобладает первая. На рентгенограммах проанализированных пирротинов некоторые линии оказались расщепленными на две. Особенно четко это видно для отражений (314)



и (314). Соответствующие им отражения (114) и (312) гексагонального пирротина не обнаруживают расщепления.

На дифрактограммах пирротинов некоторые отражения представлены двойным пиком, причем составляющие его мелкие пики имеют различную высоту. Этот факт указывает на присутствие в пробе гексагонального и моноклинного пирротинов.

Для большинства проанализированных пирротинов были вычислены параметры элементарной ячейки, значения которых вместе с химическими анализами приведены в табл. 1.

Т а б л и ц а 1

Результаты химического и рентгенометрического анализов пирротина

Номера образцов	Тип руды	Fe, атомн. %	S, атомн. %	Модификация	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$\beta$
495	Массивная пирротиновая руда . . .	48.01	52.06	Смесь моноклинной и гексагональной	5.95	3.433	5.700	89°39
188/96	Пирротин из жилы в графитистом сланце . . . . .	49.19	53.0	То же	5.95	3.435	5.654	88 48
757	Пирротин из жилы в графитистом сланце . . . . .	46.1	53.9	Моноклинная	5.94	3.436	5.690	88 30
121/29	Петландито-пирротиновая руда из серпентинитов	46.84	53.06	Смесь моноклинной и гексагональной	5.96	3.434	5.724	89 45
814a	Пирротин из жилы в графитистых сланцах (магнитный) . . . . .	46.10	53.80	Моноклинная	5.964	3.448	5.671	89 46
814б	То же (слабо магнитный) . . . . .	47.6; по (102) — 47.4	51.0	Гексагональная	3.434	—	5.80	—
121/31	Петландито-пирротиновая руда (пирротин магнитный)	46.65	53.45	Моноклинная	5.94	3.437	5.688	89 08
121/31	То же (слабо магнитный) . . . . .	47.3; по (102) — 47.1	52.50	Гексагональная	3.444	—	5.726	—
438	Массивная пирротиновая руда . . .	46.96	53.48	Смесь моноклинной и гексагональной				
94г	Пирротин из жилы в графитистом сланце . . . . .	47.91	52.10	То же				
26	Пирротин из кварцево-сульфидной жилы . . . . .	44.17	55.84	Моноклинная	6.000	3.42	5.68	89 30

Из двух проб пирротиновых руд (петландито-пирротиновой и из жилы в графитистых сланцах) были отобраны магнитный и слабо магнитный

пирротины. Рентгеновский анализ показал, что первые из них являются моноклинными, вторые — гексагональными. Это фиксируется и в размерах элементарных ячеек, особенно в величине  $c_0$ . Для гексагональных пирротинов значения  $c_0$  выше, чем для моноклинных (табл. 1). Соответственно меняется и содержание серы в пирротинах: для гексагональной модификации оно равно 51.0 и 52.50 атомн.%; для моноклинных — 53.80 и 55.84 атомн.%. Для остальных пирротинов, отобранных с помощью магнита, содержание серы колеблется от 52.06 до 53.9 атомн.%. Рентгенометрически эти пирротины большей частью определялись как смесь гексагональной и моноклинной модификаций.

Содержание железа в гексагональных пирротинах, по данным химических анализов и рентгенометрическим данным, по величине (102) отличается незначительно (табл. 1).

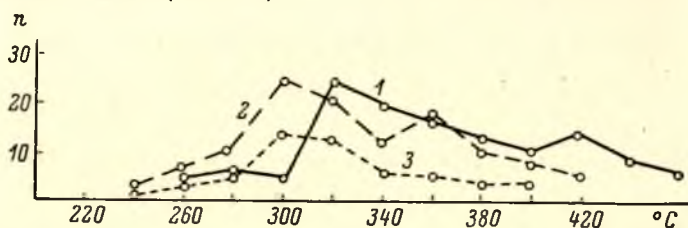


Рис. 6. Кривые декрепитации пирротинов в обычных условиях.

1 — из пирротиновой руды; 2 — из пентландито-пирротиновой руды; 3 — из жилы в графитистых сланцах.

Следует заметить, что условия съемки не позволяют вычислить параметры элементарной ячейки с большой точностью (точность вычисления  $\pm 0.005$ ). Возможно, этим объясняются значительные расхождения в содержаниях серы, полученных химическим путем и по величине  $c_0$  (Елисеев, Денисов, 1957).

**Результаты декрепитации и термометрирования.** Определение температур декрепитации пирротинов было проведено в минералогической лаборатории Института геологии Карельского филиала АН СССР. Были исследованы пирротины из колчеданных залежей, жил в графитистых сланцах и петландито-пирротиновых руд Хаутаваарского месторождения. Всего проанализировано 17 проб. Три из них были любезно выполнены В. В. Рябовым (МГУ) на установке, позволяющей декрепитировать в атмосфере аргона. Часть характерных кривых декрепитации приведена на рис. 6, 7. При анализе данных декрепитации обращает на себя внимание небольшое число сигналов для большинства проб, что, возможно, связано с особенностями происхождения пирротина за счет пиритовых руд.

Температуры декрепитации, определенные по началу массового растрескивания, относительно низкие. В обычных условиях они равны 260—280°. В трех пробах пирротинов температура декрепитации 160—180°. Для пирротинов, проанализированных в аргоне, температура растрескивания 310—330°.

По двум пробам определялась температура по кривой Р. Арнольда (1966) состав — температура (табл. 2). Для этого отбирался гексагональный (немагнитный) пирротин, в котором рентгенометрическим путем определялось содержание железа по величине (102).

По совокупности приведенных данных можно примерно судить о температуре кристаллизации пирротина, которая была, по-видимому, не выше 300—360°. Эта температура может соответствовать зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, в условиях которой происходил регрессивный метаморфизм.



Т а б л и ц а 2

**Результаты определения температуры кристаллизации  
пирротина по методу Арнольда**

Тип руды	$d_{(102)}$	Fe, атомн. %	Температура кристаллиза- ции, °C
Из жилы в графитистом сланце, обр. 8146 . .	2.0666	47.4	320—330
Из пентландито-пирро- тиновой руды, обр. 121/31 . . . . .	2.0619	47.1	350—360

О природе пирротиновой минерализации. Изложенный материал позволяет сделать определенные выводы относительно природы пирротиновой минерализации. Геологическое положение пирротиновых руд, взаимоотношение их с первично вулканогенно-осадочными пиритовыми рудами и отсутствие признаков метаморфизма этих руд дают возможность связать образование пирротина с заключительной стадией

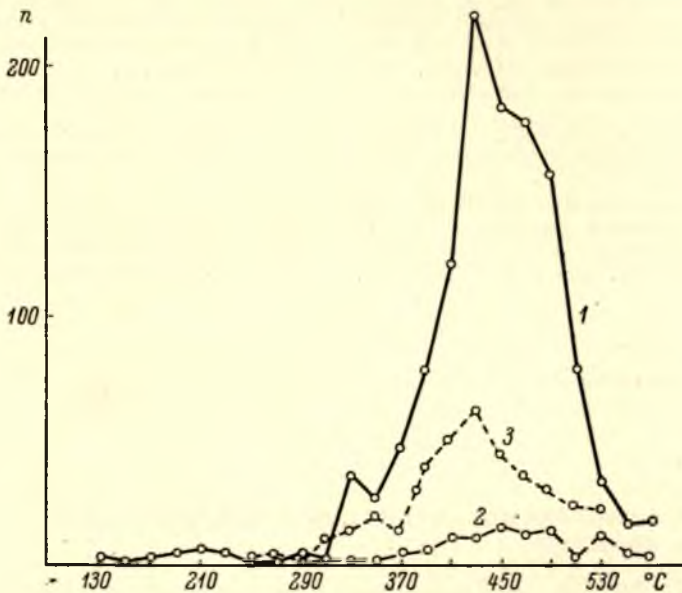


Рис. 7. Кривые декрепитации пирротина в аргоне.

1 — из жилы в графитистых сланцах; 2, 3 — из пирротиновой руды.

регионального метаморфизма. Источником вещества являлись, очевидно, пиритовые руды, которые растворялись и переотлагались метаморфическими растворами.

Характер околорудных изменений, связанных с пирротиновой минерализацией, соответствует регрессивной стадии регионального метаморфизма (зеленосланцевой фации). Следовательно, растворение пиритовых руд и переотложение их в форме пирротина, вероятно, происходило в условиях регрессивной стадии регионального метаморфизма. Этот вывод подтверждается также относительно невысокими температурами кристаллизации пирротина (300—360°).

Растворение пиритовых руд метаморфическими растворами с последующим образованием пирротина происходило одновременно с мобилиза-

цией и привносом в зону рудоотложения из вмещающих пород меди, цинка, никеля, кобальта, о чем свидетельствует постоянное присутствие в пирротиновых рудах сфалерита, халькопирита и в ряде случаев пентландита. Последний образовывался в пирротиновых рудах, находящихся среди измененных ультраосновных пород, очевидно, послуживших источником никеля (Хаутаваарское месторождение).

Генетическое родство пирротиновых и пентландито-пирротиновых руд подтверждается близкими температурами кристаллизации пирротина в общих типах руд и примерно одинаковыми соотношениями в них гексагональной и моноклинной модификаций пирротин. Автор выражает искреннюю признательность за советы и замечания Т. Н. Шадлун, А. Д. Генкину, В. И. Робонену.

#### ЛИТЕРАТУРА

Арнольд Р. 1966. Равновесные отношения между пирротин и пиритом. Проблемы эндогенных месторождений, вып. 3, изд. «Мир», М.

Генкин А. Д., В. П. Логин, Н. И. Орбанова. 1965. О взаимоотношениях и особенностях размещения гексагональных и моноклинных пирротин в рудах. Геология рудных месторождений, № 3.

Грабовский М. А. и О. Н. Жерденко. 1964. Доменная структура пирротин различного генезиса. Геология рудных месторождений, № 3.

Елисеев Э. Н. и А. П. Денисов. 1957. Рентгенометрическое исследование пирротина. Вестн. ЛГУ, сер. геол. и географ., вып. 3.

Елисеев Э. Н. 1962. Моноклинный пирротин. Вестн. ЛГУ, сер. геол. и географ., вып. 1.

Рыбаков С. И. 1967. Об оолитовых пиритовых рудах некоторых серноколчеданных месторождений Южной Карелии и их метаморфизме. Геология рудных месторождений, № 4.

Робонен В. И., С. И. Рыбаков. 1968. О текстурных особенностях вулканитов нижнего протерозоя района Чалка—Хаутаваара (Южная Карелия). В сб.: Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Тр. Инст. геологии Карельск. фил. АН СССР, вып. 1, Карельск. книжн. изд., Петрозаводск.

---

**В. Н. Юдин**

#### О ПРОЯВЛЕНИИ СУРЬЯНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В КАРЕЛИИ

До 1963 г. на территории Карело-Кольского региона еще не было известно признаков сурьмяной минерализации. В 1963 г. сурьма была установлена в результате спектрального и минераграфического анализов в отдельных пробах и образцах с рудной вкрапленностью, отобранных сотрудником Института геологии Карельского филиала АН СССР В. Д. Слюсаревым при проведении ревизионных маршрутов в одном из районов Карелии.

В настоящей статье дается описание этой первой находки проявлений сурьмы в докембрийских образованиях Карелии.

Краткая геологическая и металлогеническая характеристика района. Район, где впервые в Карелии обнаружено проявление сурьмяной минерализации, расположен в зоне сочленения структурно-геологических комплексов протерозоя и архея. Эта зона отличается сложным тектоническим строением, большим разнообразием слагающих ее пород и интенсивным проявлением магматической деятельности (Кратц, 1963).



В тектоническом отношении рассматриваемый район представляет синклиорий, главными структурными элементами которого являются две сложные по строению синклинали, разделенные осевым антиклинальным поднятием. Указанные синклинали структуры осложнены складками второго порядка или серией крупных продольных и поперечных разломов. В геологическом строении синклиория принимают участие нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования, которые различаются по фациально-литологическим особенностям.

Синклиналь, расположенная южнее осевого антиклинального поднятия, сложена преимущественно метаморфизованным осадочно-вулканогенным комплексом, который разделяется на нижнюю существенно вулканическую и верхнюю кварцевую толщи. В северной синклинали, осложненной куполовидными выступами фундамента, в которых вскрыты архейские гранито-гнейсы, наибольшим распространением пользуются породы гнейсо-сланцевой толщи, представленной биотитовыми, амфиболовыми, двуслюдыстыми и другими гнейсами с подчиненными им кварцитами или кварцево-мусковитовыми сланцами.

В обеих структурно-фациальных зонах эти толщи согласно перекрываются карбонатно-параамфиболитовой толщей, представленной параамфиболитами и переслаивающимися с ними кристаллическими известняками и доломитами. Для пород, слагающих указанные выше синклинали, характерны наложенные процессы окварцевания, биотитизации, мусковитизации, развитие по отдельным зонам граната, графита и турмалина.

Нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования прорваны многочисленными интрузиями ультраосновных, основных и кислых пород. Эти интрузии в основном приурочены к разломам, как бы подчеркивая последние. К наиболее поздним проявлениям магматической деятельности (Кратц, 1963) относятся плагиомикроклиновые граниты, с которыми связана мигматизация вмещающих пород. Богачевым А. И. (устное сообщение) в составе комплекса плагиомикроклиновых гранитов выделяются, кроме того, биотитовые плагиограниты.

В металлогеническом отношении рассматриваемый район характеризуется проявлением преимущественно сульфидной минерализации. Наиболее интенсивное колчеданное рудопроявление наблюдается в графитизированных, нередко перемятых и милонитизированных прослоях гнейсов и сланцев, мощность которых варьирует от десятков сантиметров до 3—7 м. В ассоциации с главным рудным минералом пирротинотом отмечаются пирит, халькопирит, реже пентландит (в структурах распада твердого раствора пирротина), борнит, ковеллин, сфалерит, марказит. Содержание сульфидов колеблется от 2—3 до 10—12%, иногда достигает 60—70%. Графит присутствует в количестве от 1—3 до 50% и представлен скрытокристаллической разновидностью. Колчеданное рудопроявление сопровождается такими сопутствующими элементами, как Zn (0.01—0.03), Cu, Co, Ni (сотые и тысячные доли процента), Sn, Mo, Se — следы.

В последующие годы в пределах той же гнейсово-сланцевой толщи северной синклинали были установлены признаки колчеданной минерализации среди мигматизированных и гидротермально измененных разновидностей пород. Сульфиды (пирротин, пирит, халькопирит, марказит, иногда сфалерит) наблюдаются в ассоциации с кварцем, мусковитом, биотитом, местами с гранатом, графитом, турмалином. Они приурочены к участкам рассланцевания и дробления пород, где содержание их колеблется от 1—3 до 6—8% по аншлифам. Колчеданная минерализация, связанная с кварцево-мусковито-биотитовой ассоциацией, сопровождается комплексом сопутствующих элементов-примесей, аналогичных для колчеданного рудопроявления в графитизированных гнейсах и сланцах. Эта зона брекчированных, милонитизированных, мигматизированных и гидро-

термально измененных пород с проявлением колчеданной минерализации четко выделяется аэромагнитными аэроэлектроразведочными данными.

**Сурьмяная минерализация.** В пределах указанной выше зоны с колчеданной минерализацией сурьмяная минерализация зафиксирована пока в одном обнажении. Это обнажение было впервые описано сотрудником Института геологии Карельского филиала АН СССР В. Д. Слюсаревым в 1962 г. Оно представляет собой нарушенный коренной выход размером 50 на 50 м, сложенный мусковито-кварцевыми сланцами. Тонкополосчатые, милонитизированные, местами смятые до пloidчатости сланцы являются аналогами сланцев гнейсо-сланцевой толщи северной синклинали.

Отмечаемая в сланцах полосчатость сечется сланцеватостью, к которой приурочены мусковит и серицит. Кроме того, в них наблюдаются согласные со сланцеватостью прослои существенно кварцевых пород с гранатом, плагиоклазом, турмалином и темно-бурым биотитом или жилкообразные и линзовидные тела биотитовых плагиогранитов с единичными чешуйками явнокристаллического графита. Эти вторичные или наложенные образования сопровождаются бедной вкрапленностью рудных минералов колчеданной ассоциации, представленной пирротинном, пиритом, халькопиритом, марказитом, иногда сфалеритом, которые развиваются также по сланцеватости и микротрещинкам во вмещающих мусковито-кварцевых сланцах.

Сурьмяная минерализация непосредственно приурочена к окварцованной зоне, наблюдаемой в одной из глыб нарушенного коренного выхода мусковито-кварцевых сланцев. Окварцованная зона с серией согласных прожилков, выклинивающихся линзочек или неправильных выделений кварца имеет мощность до 1 м. Протяженность зоны по простиранию не выяснена. В составе кварцевых прожилков и указанных выше обособлений кварца отмечаются темно-бурый биотит, плагиоклаз, турмалин и рудные минералы.

Проявление сурьмяной минерализации, представленной самородной сурьмой, гудмундитом ( $\text{FeSbS}$ ) и бертьеритом ( $\text{FeSb}_2\text{S}_3$ ), наблюдается как в кварцевых обособлениях, так и во вмещающих их породах и местами за пределами окварцованной зоны. Содержание минералов сурьмы, среди которых резко преобладает бертьерит, в окварцованной зоне колеблется от 0.5 до 2% по аншлифам.

Бертьерит<sup>1</sup> в отраженном свете серо-белый с коричневатым оттенком, отражательная способность довольно высокая, но ниже, чем у галенита, сильно анизотропный, при скрещенных николях обнаруживает цветные эффекты анизотропии в серовато-синих и розовато-коричневых тонах; твердость 2—3. При травлении  $\text{HNO}_3$  бертьерит окрашивается в коричневый или радужный цвет, при воздействии КОН медленно буреет. Бертьерит преимущественно развивается в кварцевых прожилках или линзовидных и неправильных обособлениях кварца, образуя ксеноморфные выделения, выполняющие промежутки между зернами кварца и ассоциирующих с ним биотита, турмалина, плагиоклаза, или тончайшие просечки по микротрещинкам.

Местами бертьерит наблюдается в срастании с пирротинном, который иногда сопровождается пиритом или халькопиритом и сфалеритом. Аналогичные, но более редкие выделения бертьерита отмечаются во вмещающих породах, где он развивается в промежутках зерен, по микротрещинкам и спайности нерудных минералов, а также по сланцеватости пород. Местами встречаются отдельные удлиненные зерна или цементирующие

<sup>1</sup> Уточнен по данным рентгенометрического анализа в лаборатории минераграфии ИГЕМ АН СССР Т. Н. Шадлун (аналитик Г. В. Басова).



кварц и другие нерудные минералы сидеронитоподобные выделения бертьерита. В парагенетической ассоциации с бертьеритом отмечаются самородная сурьма, гудмундит, арсенопирит, галенит, которые играют роль аксессуарных минералов.

При изучении текстурно-структурных взаимоотношений бертьерита с рудными минералами колчеданной ассоциации устанавливаются структуры замещения пирротина бертьеритом, а также наличие включений пирротина и пирита в бертьерите.

По данным спектрального анализа, сурьмяная минерализация в окварцованной зоне наряду с Sb (до 1%) сопровождается такими элементами, как Pb (до 1%), As (до 0.01%), Ag и Bi — следы. Вместе с тем спектральный анализ вмещающих пород, не содержащих заметной вкрапленности минералов сурьмы и расположенных в 8—10 м западнее от точки с сурьмяной минерализацией, показал повышенную концентрацию As и следы Sb.

Как указывает Поярков В. Э. (1955), в областях с заметным проявлением гидротермальной минерализации любое рудопроявление сурьмы должно рассматриваться как серьезный поисковый признак и в каждой данной рудной области необходимо изучить те геологические факторы, которые определяют концентрацию этого металла.

Таким образом, наличие в рассматриваемом районе зоны брекчированных и вторично измененных пород с серией продольных и поперечных разломов, к которой местами приурочены колчеданное рудопроявление и сурьмяная минерализация с повышенным содержанием свинца, мышьяка, следами серебра и висмута, позволяет предполагать, что данный район является перспективным в отношении колчеданно-полиметаллического оруденения. Для окончательного решения этого вопроса необходимо проведение специальных исследований с целью выявления перспективных на сурьму конкретных поисковых площадей.

В заключение следует отметить, что по геологической обстановке и характеру рудной минерализации рассматриваемый район близок району Сейнайоки, расположенному в западной части Центральной Финляндии и описанному В. Пиакконен (Pääkkönen, 1966), где проявления сурьмяной минерализации отмечены на участках Торнава и Сурьямо.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Кратц К. О. 1963. Геология карелид Карелии. Изд. АН СССР, М.—Л.  
Поярков В. Э. 1955. Оценка месторождений при поисках и разведках. Сурьма и ртуть. Госгеолтехиздат, вып. 15, М.

Pääkkönen V. 1966. On the geology and mineralogy of the occurrence of native antimony at Seinäjoki, Finland. Bull. Comm. Geol. Finlande, № 225.

---

Р. А. Хазов, В. И. Хазова

#### О РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ АЛЬБИТОВЫХ АПОГРАНИТАХ КАРЕЛИИ

Месторождения альбититовой формации, связанные с различными по своему возрасту гранитоидами, известны во многих районах мира. По положению их в региональных структурах выделяют месторождения областей завершенной складчатости и древних платформ. Среди последних наиболее широко представлены месторождения, ассоциированные

со щелочными магматическими комплексами. Альбитовые и микроклиновые апограниты в пределах древних платформ развиты реже и обнаруживаются преимущественно в связи с региональными разломами краевого типа. Карелия, как часть древнего Балтийского щита, в этом отношении не является исключением.

В настоящей статье авторы обосновывают правомерность отнесения к апогранитам метасоматических пород, выявленных здесь за последние годы; высказывают соображения о принадлежности к одной генетической серии материнских пород редкометальных альбитовых апогранитов и гранитов, слагающих известный в этом районе большой гетерогенный массив, а также обращают внимание геологов на новый для Карелии тип редкометального оруденения альбититовой формации.

Под термином «апограниты» в настоящее время объединяют группу метасоматических пород, образовавшихся в результате интенсивной постмагматической переработки гранитоидов высокотемпературными растворами, обусловившими глубокое изменение химического и минерального состава, а также структуры и текстуры первичной породы (Беус, Северов и др., 1962). Среди апогранитов по характеру отношения сильных оснований и алюминия, а также парагенезису полевых шпатов, слюд, темноцветных и аксессуарных редкометальных минералов выделяются, в известной мере условно, апограниты нормального (мусковит-микроклин-кварц-альбитовые), субщелочного (литионит-микроклин-кварц-альбитовые) и щелочного (биотит-микроклин-кварц-альбитовые и рибекит-микроклин-кварц-альбитовые) рядов.

Характерными геохимическими особенностями, общими для всех типов редкометальных апогранитов, является ведущая роль натрия, обусловленная резким преобладанием альбита над калиевым полевым шпатом, низкое содержание кальция и магния по сравнению с нормальными гранитоидами и содержание кремнезема, близкое к наиболее кислым разностям нормальных гранитов. В качестве основного признака различия парагенетических типов апогранитов, как указывает А. А. Беус (1968), является особенность распределения в них алюминия и железа. Если для мусковит-, литионит- и в ряде случаев для биотитсодержащих апогранитов намечается четкий привнос алюминия, то щелочные рибекитсодержащие апограниты отличаются более низким его содержанием по сравнению с материнскими породами. Железо, наоборот, при формировании нормальных и субщелочных апогранитов выносится, а в апогранитах щелочного ряда существенно накапливается.

В одном из районов Карелии посторогенные граниты, являющиеся материнскими для редкометальных альбитовых апогранитов, приурочены к глубинному разлому в зоне сочленения докарельского фундамента и глубокометаморфизованных сложноскладчатых толщ ниже-среднепротерозойского возраста. Они слагают гетерогенный массив, сформированный в средне-верхнепротерозойское время в несколько интрузивных фаз.

Первая фаза объединяет крупно-губозернистые, иногда порфировидные или овоидные граниты. Вторая фаза представлена среднезернистыми гранитами с характерным дипирамидальным кварцем (морионом). К третьей фазе относятся биотитовые мелко- или разномзернистые, как правило, порфировидные, реже пегматоидные граниты. Местами в экзоконтактной зоне указанного массива располагаются многочисленные мелкие тела биотитовых мелкозернистых гранитов. У большинства исследователей принадлежность их к данному интрузивному комплексу не вызвала сомнений. Но в последнее время высказываются предположения о их связи с постпротерозойской автономной тектоно-магматической активизацией. Эти граниты, а также отчасти граниты третьей фазы,



как отмечали многие исследователи, в эндоконтакте и апофизах в той или иной мере альбитизированы. Выявленные в последние годы редкометалльные альбитовые апограниты развиваются преимущественно по мелкозернистым биотитовым гранитам из эндо- и экзоконтактной зоны.

Таблица 1

Химический состав гранитов, являющихся материнскими для редкометалльных альбитовых апогранитов, и гранитов рассматриваемого района (вес. %)

Окислы	Материнские гранитоиды для апогранитов (Беус, 1968)			Гранитоиды рассматриваемого района			
	с берил- ливно- вольфра- мовой ми- нерализа- цией (ср. из 12 ан.)	с лити- ево-танта- ловой ми- нерализа- цией (ср. из 10 ан.)	с цирко- ниевом- ниобий- ево-ми- нерализа- цией (ср. из 24 ан.)	I фаза, ср. из 8 ан.	II фаза, ср. из 13 ан.	III фаза, ср. из 5 ан.	IIIa фаза альбитизиро- ванные гра- ниты, ср. из 6 ан.
SiO <sub>2</sub>	73.0	75.0	74.0	71.0	75.33	74.57	75.64
TiO <sub>2</sub>	0.1	0.06	0.3	0.28	0.11	0.15	0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.8	13.8	13.1	13.32	12.02	12.61	12.78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.6	0.7	1.1	1.19	0.88	0.95	0.64
FeO	1.3	0.4	0.6	2.14	1.20	1.24	0.97
MnO	0.1	0.03	0.03	0.05	0.04	0.02	0.02
MgO	0.3	0.2	0.2	0.31	0.27	0.17	0.10
CaO	0.8	0.6	0.9	1.46	0.92	0.81	0.74
Na <sub>2</sub> O	3.7	3.3	3.6	3.41	3.34	3.47	4.17
K <sub>2</sub> O	4.3	5.3	4.8	5.50	5.01	5.00	4.15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	0.03	0.01	0.01	—
F	—	—	—	0.046	0.18	0.23	0.32
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	0.0052	0.0045	0.0048	0.0056
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	0.11	0.18	—
SO <sub>3</sub>	—	—	—	0.03	0.01	0.01	—
H <sub>2</sub> O <sub>обп</sub>	—	—	—	0.11	0.11	0.04	—
П. п. п.	—	—	—	0.72	0.03	0.22	0.08
Сумма	—	—	—	99.60	99.57	99.68	99.69
Na/K	1.4	1.0	1.1	0.95	1.01	1.05	1.51
Fe <sup>3+</sup> /Fe <sup>2+</sup>	0.45	1.3	1.75	0.5	0.7	0.7	0.60
K <sub>2</sub>	0.73	0.81	0.85	0.76	0.82	0.84	0.83

Примечание. Анализы гранитов рассматриваемого района выполнены в Центральной химической лаборатории СЗГУ; аналитики Е. К. Алексеева, З. А. Прокофьева, С. Н. Быкова, Н. С. Архангельская, И. Н. Плисс.

По химическому составу граниты рассмотренных фаз близки к материнским гранитоидам редкометалльных альбитовых апогранитов из других районов СССР (табл. 1). Особенно это относится к гранитам третьей фазы и материнским гранитоидам апогранитов с циркониево-ниобиевой и редкоземельной минерализацией, практически отличающихся лишь содержанием двухвалентного железа при высокой сопоставимости содержаний всех других петрогенных элементов. По сравнению с нормальными гранитами материнские гранитоиды апогранитов характеризуются повышенным содержанием натрия и более низким содержанием железа, магния и кальция.

Для установления генетической связи альбитизированных гранитов из зоны экзоконтакта, а также гранитов третьей фазы с гранитами первых фаз, помимо сравнения их структурно-текстурных особенностей, минерального и химического состава и т. д., был использован метод, предложенный Г. С. Момджи (1965), по компонентам индикаторам (Na, K, Ca, Mg) наиболее чувствительным к снижению температуры кристаллизации

магмы. При этом вполне очевидно, что между температурным градиентом и числами ( $H$ ,  $C$ ,  $M$ ), выражающими соотношения:

$$H = \frac{(Na + K)}{Na + K + Ca + Mg} \cdot 100\%, \quad C = \frac{Ca}{Na + K + Ca + Mg} \cdot 100\%$$

$$\text{и } M = \frac{Mg}{Na + K + Ca + Mg} \cdot 100\%$$

в интрузивных породах, принадлежащих к одной генетической серии, должна иметь место функциональная зависимость. За индикатор изменения окислительных условий принимается отношение атомных количеств трех- и двухвалентных катионов железа ( $E$ ).

Вычисленные значения величин  $H$ ,  $C$ ,  $M$  и  $E$  (по данным табл. 1) приведены в табл. 2 и графически изображены на рис. 1. Точки  $H$ ,  $M$  и  $C$ ,  $M$

Т а б л и ц а 2  
Значения величин  $M$ ,  $C$ ,  $H$ ,  $E$  для выделяемых фаз гранитов

Порода	Фаза	$M$	$C$	$H$	$E$
Крупнозернистые, порфировидные и ооидные граниты . . . . .	I	2.7	10.0	87.3	0.5
Среднезернистые граниты	II	2.6	6.8	90.6	0.7
Неравнозернистые, мелкозернистые, порфировидные и пегматоидные граниты . . . . .	III	1.7	6.0	92.3	0.7
Альбитизированные граниты третьей фазы . . . .	IIIa	1.3	5.4	93.3	0.6

укладываются в одну кривую, что свидетельствует об одной генетической серии пород. Кроме того, они располагаются на кривой в последовательности, соответствующей выделяемым фазам. Величина  $E$ , проставленная около каждой точки кривой  $CM$ , возрастает от первой ко второй фазе, сохраняет это значение в третьей фазе и несколько снижается в альбитизированных гранитах. Также закономерно увеличение от фазы к фазе (в этой же последовательности) содержаний фтора и олова, превышающих в последней фазе кларковые содержания в 2—6 раз. Это показано в виде дробей на кривой  $HM$ : в числителе — содержание олова в биотите, в знаменателе — содержание в породе фтора.

Неравнозернистые граниты третьей фазы и их альбитизированные разновидности связаны в ряде случаев постепенными взаимопереходами. Для этих гранитов характерны миароловые пустоты, выполненные кристаллами калишпата, мориона, флюорита, реже топаза.

Средний нормативный количественно-минералогический (по Ниггли) состав гранитов третьей фазы: калиевый шпат (Ort) — 28, плагиоклаз № 11 — 35, кварц — 33 и биотит — 4%; а для альбитизированных гранитов: калиевый шпат (Ort) — 24, плагиоклаз № 8 — 40, кварц — 33 и биотит — 3%.

В отдельных случаях интенсификация процесса альбитизации в гранитах, локализующихся в экзоконтакте, приводит к образованию апогранитов и бескварцевых альбититов. Внешне апограниты представляют собой лейкократовые породы, имеющие облик аплитовидных или мелкозернистых гранитов, с выделяющимися на фоне светлой альбитовой массы пластинками биотита и реже зеленоватого мусковита. Пространственно и генетически они ассоциируются с альбитизированными гранитами, образуя с ними, при достаточной мощности последних, постепенные



переходы. Минеральный состав апогранитов характеризуется содержанием в них альбита (40—80%), микроклина (10—30%), кварца (10—40%), биотита (2—5%), мусковита (0—6%), флюорита (0.5—10%), топаза (ед. зерна — 2, редко 3—4%); из аксессуарных минералов в них присутствуют циркон (иногда 0.5%), стрюверит (?), апатит, касситерит, сфалерит.<sup>1</sup>

Для апогранитов характерны две генерации альбита. Первая, менее распространенная (в альбитизированных гранитах пользующаяся наибольшим развитием), представлена призматическими полисинтетически сдвойникованными кристаллами альбита №№ 5—10 (определение проведено методом наибольшего симметричного угасания с одновременным определением показателя преломления), отчетливо замещающими более ранние олигоклаз и микроклин. Часто характер двойникования этой генерации альбита делает ее похожей на «шахматный» альбит. Ранняя генерация альбита замещается поздним микроклином, флюоритом и кварцем. Вторая модификация альбита образует лейстовидные полисинтетически сдвойникованные кристаллы альбита №№ 0—8. Лейсты альбита с поздним микроклином и кварцем являются одновременными образованиями.

Для микроклина характерны также две генерации. Первая из них представлена пертитсодержащей разновидностью, иногда с реликтовыми включениями олигоклаза. Вторая генерация обладает четкой двойниковой решеткой, отсутствием пертитовых вростков и идиоморфизмом своих кристаллов.

Кварц, помимо реликтовых зерен первично магматического происхождения, также характеризуется двумя генерациями метасоматического происхождения. Так называемый грейзеновый кварц имеет подчиненное значение и образует крупные неправильной формы зерна, переполненные включениями (реликтами) полевых шпатов. Этот кварц отчетливо замещает ранний микроклин и альбит, а с поздним микроклином и альбитом одновременен. Обычно его ассоциация также с мусковитом и топазом. Несколько большее распространение имеет «порфиробластовый» кварц, как правило, наблюдающийся в округлых выделениях от 0.5 до 5—7 мм. Для этой генерации очень характерны включения мелких зерен альбита, располагающихся по зонам, соответствующим граням призмы кварца. С поздним альбитом эта генерация кварца одновременна.

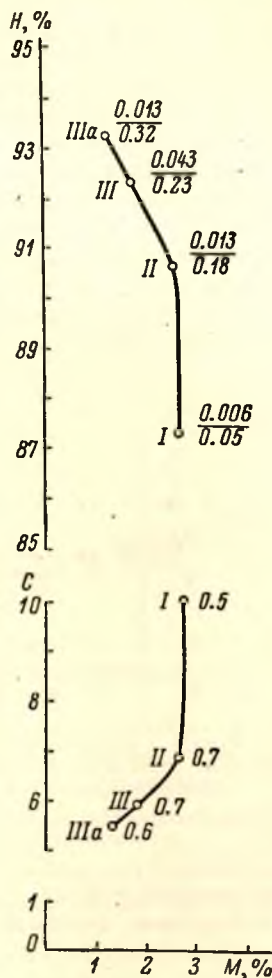


Рис. 1. Кривая отношений катионов. I, II, III, III<sub>a</sub> — фазы гранитов.

<sup>1</sup> Способ образования наиболее характерных минералов апогранитов (альбит и микроклин II генерации, кварц II и последующих генераций и т. д.) метасоматический.

Биотит представлен мелкими (до 1—2 мм) листочками, очень часто мусковитизированными и хлоритизированными.

Мусковит, как правило, мелкопластинчатый, отчетливо замещающий биотит и ранний микроклин. Характерна ассоциация его с флюоритом и топазом.

Некоторые маломощные тела (1.5—2.0 м) мелкозернистых биотитовых гранитов в скарновых залежах бывают метасоматически преобразованы в бескварцевые альбититы. В составе последних, помимо альбита, составляющего 70—90%, присутствует мусковит — 0—10, хлорит (биотит) — 0—10 и флюорит — 5—15%. В качестве примеси в них присутствует касситерит (0.5%), циркон (0.5%), и сфалерит.

Высокотемпературные постмагматические процессы, в результате которых были сформированы апограниты, не менее широко и интенсивно

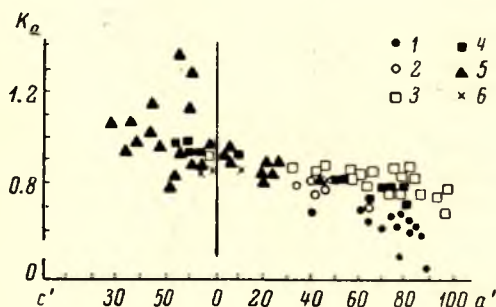


Рис. 2. Состав альбитовых апогранитов на диаграмме коэффициент албитности—коэффициенты  $a' - c'$ .

1 — мусковито-микроклин-кварцево-альбитовый апогранит; 2 — те же апограниты, сформированные в зоне экзоконтакта; 3 — литионито-амазонито-кварцево-альбитовые апограниты; 4 — биотито-микроклин-кварцево-альбитовые апограниты; 5 — рибекито-микроклин-кварцево-альбитовые апограниты; 6 — апограниты рассматриваемого района.

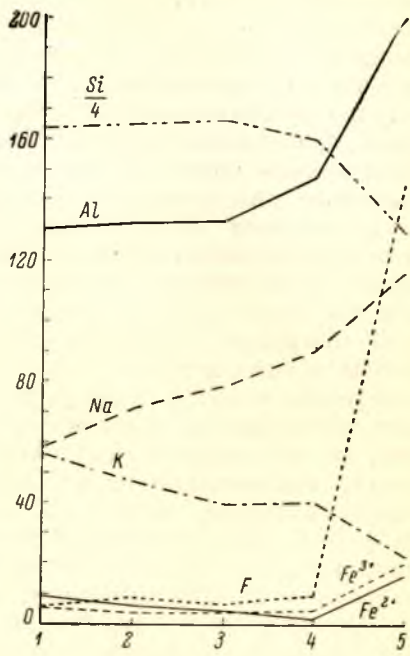


Рис. 3. Изменение состава мелкозернистых гранитов третьей фазы при формировании альбитовых апогранитов и альбитов (в коэффициентах по Т. Барту).

1 — биотитовый мелкозернистый гранит; 2 — альбитизированный гранит; 3 — биотито-микроклин-кварцево-альбитовый апогранит; 4 — мусковито-микроклин-кварцево-альбитовый апогранит; 5 — мусковито-флюоритовый альбитит в скарнах.

проявили себя и во вмещающих породах в виде различных полевошпатовых метасоматитов преимущественно на крыльях антиклинальных структур, в тектонически ослабленных зонах контакта известковых скарнов и синкинематического комплекса гранитоидов. Эти метасоматиты, внешне очень похожие на апограниты, морфологически представляют собой целые системы ветвящихся прожилков, гнезд, пятен, полосок и цепочек отдельных кристаллов бурого анортоклаза<sup>2</sup> переменного состава и альбита, в общем плане согласных со слоистостью вертикально или крутопадающих скарновых залежей и околоскарновых пород. Средняя мощность зон таких метасоматитов достигает 2—3 м.

<sup>2</sup> По данным фазового анализа, выполненного в Институте геологии Карельского филиала АН СССР, в составе анортоклаза около 40% ортоклаза и 60% альбита, по результатам химического анализа СЗГУ — ортоклаза 59% и альбита 41%.



## Химический состав различных редкометалльных альбитовых апогранитов и альбититов

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	73.9 ± 2.1	71.24	73.7 ± 2.0	74.1 ± 0.7	76.27	76.04	59.47	51.39
TiO <sub>2</sub>	0.02 ± 0.0	0.04	0.05 ± 0.01	0.09 ± 0.02	0.01	0.01	1.03	0.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.4 ± 0.7	13.97	14.4 ± 0.7	12.6 ± 0.4	13.02	12.97	17.92	16.93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.5 ± 0.1	0.82	1.2 ± 0.3	1.7 ± 0.2	0.50	0.66	1.78	2.68
FeO	0.3 ± 0.1	0.28	0.3 ± 0.1	1.0 ± 0.3	0.71	0.71	1.45	2.12
MnO	—	0.04	—	—	0.02	0.02	0.18	0.08
MgO	0.3 ± 0.1	0.10	0.2 ± 0.6	0.3 ± 0.1	0.10	0.10	0.08	2.62
CaO	0.8 ± 0.2	2.74	0.4 ± 0.2	0.6 ± 0.1	0.34	0.56	0.20	9.80
Na <sub>2</sub> O	3.5 ± 0.1	5.20	5.3 ± 0.6	4.9 ± 0.3	4.40	4.90	8.48	6.10
K <sub>2</sub> O	3.5 ± 0.4	3.60	3.9 ± 0.4	4.1 ± 0.2	3.80	3.40	1.22	1.80
F	0.5 ± 0.2	0.34	—	—	0.34	0.16	—	4.60
Zr <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	7.43	—
SnO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	0.23
П. п. п.	—	1.31	—	—	0.31	0.21	—	1.11
Сумма	—	99.68	—	—	99.72	99.64	—	99.61

Примечание. 1 — мусковито-микроклино-кварцево-альбитовые апограниты с минералами бериллия; 2 — мусковито-микроклино-кварцево-альбитовый апогранит (с вторичным кальцитом); 3 — биотито-микроклино-кварцево-альбитовые апограниты с минералами циркония и ниобия; 4 — рибекито-микроклино-кварцево-альбитовые апограниты с минералами циркония и ниобия; 5, 6 — биотито-микроклино-кварцево-альбитовые апограниты; 7 — рибекитовый альбитит в щелочных сенитах; 8 — мусковито-флюоритовый альбитит с касситеритом в известковых скалах. Анализы 1, 3, 4, 7 приводятся по данным А. А. Беуса (1968) по другим районам СССР; анализы 2, 5, 6, 8 выполнены в СЗГУ, аналитики А. Я. Иванова, З. А. Прокофьева, Е. К. Алексеева.

В апогранитах и грейзенизированных флюоритовых альбититах в описываемом районе в настоящее время известна редкометалльная минерализация.

Химические составы апогранитов и альбитита приведены в табл. 3, в которой для сравнения также апограниты и альбититы из других районов. Положение рассматриваемых апогранитов в ряду аналогичных образований других районов отражено на диаграмме (рис. 2) коэффициент агпаитности — коэффициенты  $a' - c'$  (Беус, 1968).

Изменение химического состава мелкозернистых гранитов третьей фазы в процессе формирования альбитовых редкометалльных апогранитов (рис. 3) характеризуется резким возрастанием роли натрия, алюминия и соответствующим уменьшением калия и двухвалентного железа, а для альбититов еще большим приносом натрия, алюминия, а также фтора, двух- и трехвалентного железа при интенсивном выносе кремния и калия.

Таким образом, из приведенного фактического материала и его сопоставления с данными по апогранитам других районов СССР, можно сделать вывод о принадлежности рассмотренных метасоматических образований Карелии к редкометалльным альбитовым апогранитам и связи их материнских пород с крупным гетерогенным массивом гранитов средне-верхнепротерозойского возраста.

## ЛИТЕРАТУРА

Беус А. А., Э. А. Северов, А. А. Ситник, К. Д. Субботин. 1962. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд. АН СССР, М.

Беус А. А. 1968. Альбититовые месторождения. В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений, изд. «Недра», М.

Момджи Г. С. 1965. Химический состав пород как источник информации о процессах образования интрузивных массивов. Сов. геология, № 10.

## ЗОНАЛЬНОСТЬ ФЛОГОПИТА КОВДОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Зональность — широко распространенное и многократноописанное явление. Для карельских и сибирских мусковитов зональность впервые была подробно описана В. Д. Никитиным (1952, 1953), а затем Б. И. Тардовым (1958) и Г. П. Сафроновой (1960). Специальных работ, посвященных изучению зональности флогопитов, нет. Рядом авторов приводятся, однако, некоторые данные о зональности флогопита при описании ультраосновных и щелочных пород Кольского полуострова (Кухаренко и др., 1965) и Маймечя-Котуйской провинции в Сибири (Эпштейн и др., 1961; Прохорова и др., 1966).



Рис. 1. Зональный флогопит. «Зазубренная» неровная граница между коричневым (черное) «ядром» и зеленой периферией кристалла. Обр. 41, увел. 1.6.

О зональности флогопита Ковдорского месторождения имеются данные в работах О. М. Римской-Корсаковой (Римская-Корсакова, Соколова, 1964; Римская-Корсакова, Краснова, 1966). Они считают, что по времени образования здесь выделяются флогопиты трех разновидностей (генераций): зеленый и темно-зеленый флогопит I генерации (промышленный флогопит), изумрудно-зеленый флогопит II генерации и красновато-коричневый или коричнево-бурый флогопит III генерации (тетраферрифлогопит). На этом месторождении автором найден ряд интересных зональных образцов слюды в апатитизированном светло-сером оливините, а также на контакте последнего с диопсидо-флогопитовой породой.

Зональный флогопит образует хорошо ограненные или полуограненные таблитчатые кристаллы псевдогексагонального облика или же встречается в виде пластин неправильной и клиновидной форм, что, по-видимому, обусловлено тесным срастанием отдельных кристаллов друг с другом. Размеры зональных кристаллов флогопита колеблются от 2—3 до 10—20 см в поперечнике.

В ковдорском флогопите наблюдается два типа зональности: «цветовая» и «газовая». «Цветовая» зональность проявляется в смене окраски или ее оттенков и сопряжена с изменением химического состава, оптических свойств и удельного веса различных его зон (см. таблицу). «Цве-



товая» зональность, как известно, делится на однородную и неоднородную (Никитин, 1952, 1953; Сафронова, 1960).

Однородная «цветовая» зональность в ковдорском флогопите выражается сменой зон-полос зеленого или темно-зеленого, изумрудно-зеленого или красновато-коричневого цветов различной интенсивности. Увеличение интенсивности окраски наблюдается в зонах, обращенных к наружной части кристалла. Зональность этого типа на плоскостях спайности имеет вид полос шириной от 0.2 мм до 1—2 см, повторяющих шестиуголь-

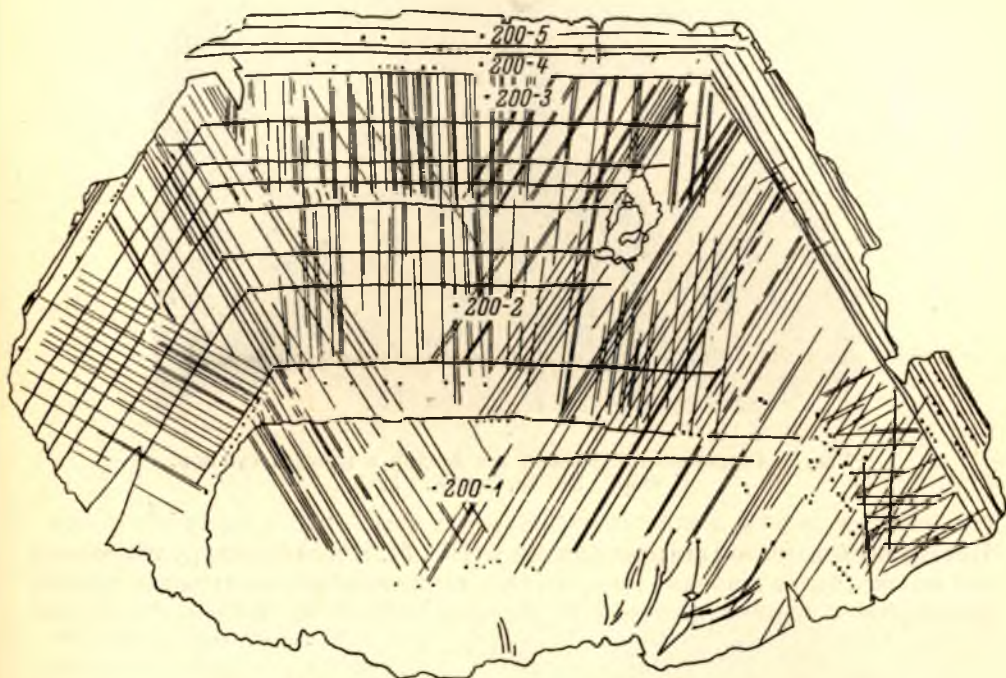


Рис. 2. Зональный кристалл флогопита. Прямолинейные границы между зонами. Расположение точечных газовых включений по границам различных зон. Обр. 200, уменьш. 1.8.

Цифрами (200-1 и т. д.) обозначены анализируемые зоны.

ные контуры кристалла. Границы между зонами отчетливые и прямолинейные. Каждая такая зона в свою очередь подразделяется на ряд более мелких зон. Эта зональность особенно четко выявляется при нагревании флогопита, а также при его преобразовании в гидрофлогопит и вермикулит.

Неоднородная «цветовая» зональность характеризуется резкой сменой цветов в различных зонах кристалла. При этом типе зональности середина кристалла — «ядро» — бурая или коричневая, а к периферии кристалл становится зеленым или темно-зеленым. Граница между этими двумя зонами зазубренная или изъеденная, неровная, но отчетливая и резкая (рис. 1). Зеленый или темно-зеленый флогопит к краю кристалла сменяется изумрудно-зеленым, который в свою очередь переходит в красновато-коричневый. Границы между последними прямолинейные, резкие и ровные (рис. 2).

Темно-зеленый флогопит часто переходит в красновато-коричневый без промежуточной изумрудно-зеленой зоны.

Обычно неоднородная «цветовая» зональность повторяет очертания не всех граней кристалла флогопита, а лишь некоторых из них (рис. 2).

В зоне красновато-коричневого флогопита отмечается многократное чередование полос красновато-коричневого цвета, но различного оттенка или же перемежаемость красновато-коричневых и изумрудно-зеленых зон. Границы зон четкие, но не всегда прямолинейные, часто изогнутые.

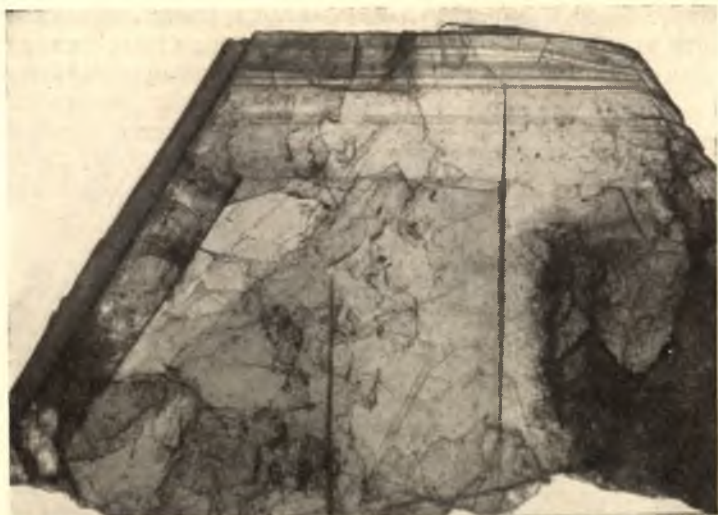


Рис. 3. Смыкание нескольких зон в одну и изогнутость зон.  
Обр. 253-45, увел. 2.5.

Иногда несколько зон смыкается в одну (рис. 3). Ближе к центру кристалла эти полосы более широкие (рис. 4). Они также огибают включения других минералов и ранние трещины во флогопите (рис. 5), подобно тому как

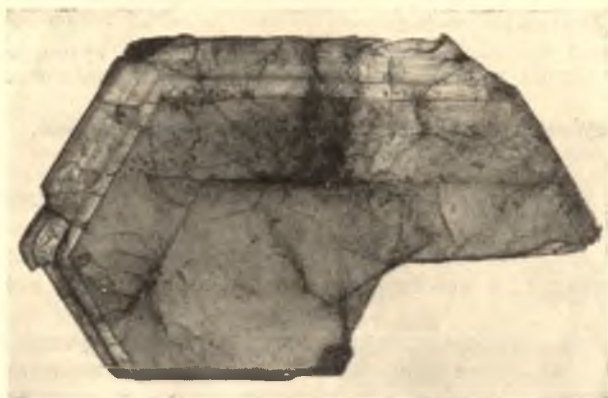


Рис. 4. Уменьшение мощности зон от центра к периферии кристалла. Обр. 129, увел. 2.1.

было описано для флогопитов Маймеча-Котуйской провинции (Прохорова и др., 1966).

Нарастание граней флогопита происходило неравномерно, что приводило к изменению облика кристаллов в процессе их роста (рис. 6). Многократное изменение скоростей нарастания граней сказалось и в перемещении вершин двугранных углов по ломаным линиям (рис. 3, 6).



О. М. Римская-Корсакова считает, что зеленый или темно-зеленый (промышленный) флогопит в отдельных участках месторождения длительное время находился в неравновесных отношениях с раствором,

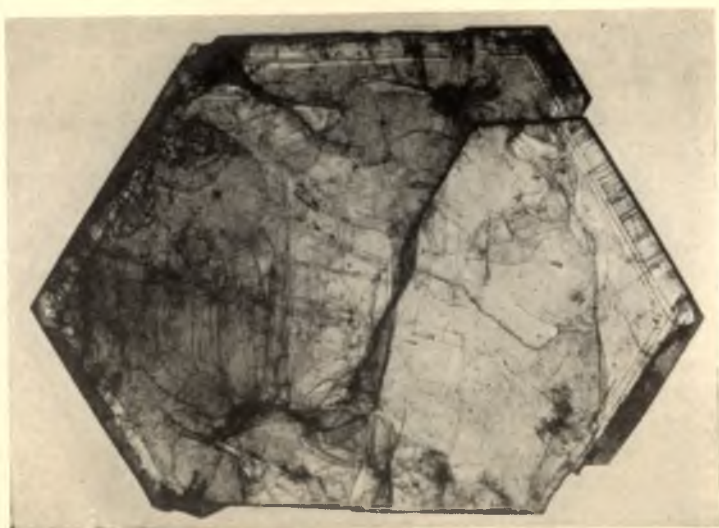


Рис. 5. Огибание зонами трещин в зональном флогопите. Обр. 219, увел. 2.1.

пропитывавшим породу, и интенсивно растворялся. Затем, в связи с изменением физико-химического состояния системы, вновь началось отложение слюды и регенерация частично растворенных кристаллов. Дорастание их шло сначала путем заполнения вогнутых участков, а при достижении нормальной (равновесной) формы происходило более или менее равномерно во всех направлениях. Новообразованные части кристаллов имеют хорошо выраженную зональность и кристаллическую огранку.

При сравнении результатов химических анализов (см. таблицу) можно видеть, что содержание  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{F}_2$  увеличивается от «ядра» кристалла к его периферии, а количество  $\text{FeO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и  $\text{BaO}$  уменьшается;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в красновато-коричневой зоне (200-5) резко преобладает над  $\text{FeO}$ . Как было установлено О. М. Римской-Корсаковой (Римская-Корсакова, Соколова, 1964), недостаток алюминия в красновато-коричневом флогопите (тетраферрифлогопите) компенсируется увеличением содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{SiO}_2$ .

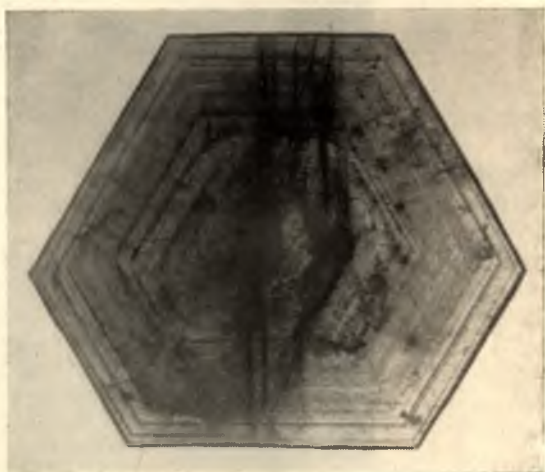


Рис. 6. Зональный кристалл флогопита. Изменение скоростей нарастания граней и перемещение вершин двугранных углов между гранями по ломаным линиям. Увел. 2.5.

При сравнении особенностей различно окрашенных зон флогопита можно отметить увеличение по мере продвижения от центра кристалла к периферии угла оптических осей и удельного веса (см. таблицу).

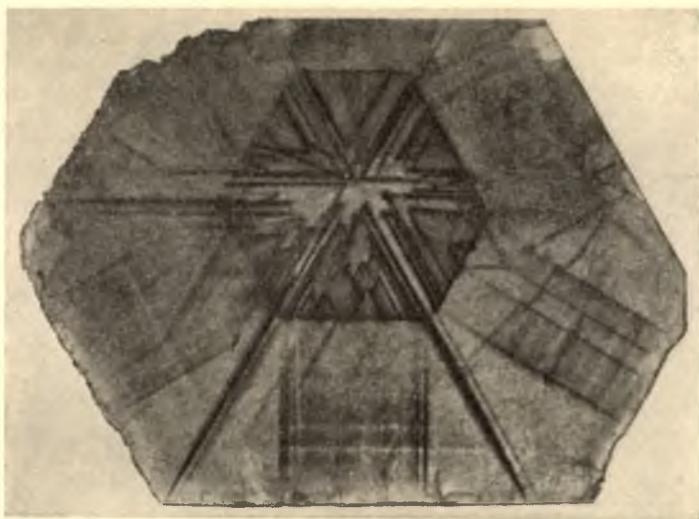


Рис. 7. «Газовая» зональность. В центре кристалла зона, содержащая газовые включения, повторяет шестиугольные очертания кристалла. Обр. 106, увел. 1.2.

Во многих зональных образцах флогопита вдоль границ зон роста кристалла располагаются точечные скопления газовых включений—

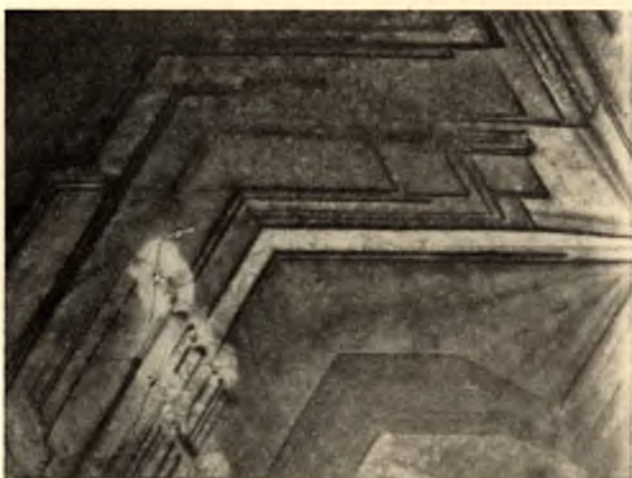


Рис. 8. «Газовая» зональность. Чередование полос-зон, переполненных газовыми включениями с зонами, не имеющими их. Границы зон четкие, прямолинейные. Обр. 103, увел. 2.

неравномерно-рассеянные закрытые расслоения. Также наблюдаются одно- или двухлучевые скопления этих закрытых расслоений—серебристые лучи, начинающиеся от границ зон роста кристаллов (Римская-Корсакова и др., 1967).



# **Результаты химических анализов и некоторые физические свойства зонального флогопита**

Окислы	Зоны кристалла				
	200-1, центр ко- ричневый	200-2, темно- зеленая	200-3, темно-зе- леная	200-4, изум- рудно- зеленая	200-5, красно- вато-коричне- вая
SiO <sub>2</sub>	38.12	38.98	38.88	39.12	39.86
TiO <sub>2</sub>	1.05	0.84	0.72	0.50	0.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.02	13.67	13.57	12.44	8.78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.57	2.42	2.42	2.65	5.36
FeO	4.06	3.70	3.59	3.45	2.75
MnO	0.075	0.06	0.082	0.09	0.07
CaO	Сл.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Сл.
MgO	24.48	25.32	25.20	26.36	26.56
Na <sub>2</sub> O	0.60	0.55	0.50	0.55	0.45
K <sub>2</sub> O	9.83	9.47	10.08	9.94	10.10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.023	0.019	0.019	0.011	Не опр.
NiO	0.068	0.068	0.066	0.06	» »
CoO	0.005	0.0035	0.0061	0.0053	» »
BaO	0.55	0.51	0.50	0.18	» »
F <sub>2</sub>	0.05	0.05	0.068	0.056	0.19
Cl <sub>2</sub>	0.016	0.017	0.015	0.015	Не опр.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.47	0.34	0.45	0.41	0.57
П. п. п.	3.75	3.75	3.66	3.70	4.49
Сумма	99.72	99.77	99.83	99.54	99.47
—2V, град.	1—2	2	2—3	3	5
Уд. вес.	2.75	2.74	2.80	2.84	2.90

Примечание. Химические анализы проводились в Институте геологии Карельского филиала АН СССР, аналитик В. А. Доильницына, коллекция В. Я. Мейльбаум; 2V определялось на федоровском столике; удельный вес определен иммерсионным методом в жидкости Гуле с помощью торзионных весов с точностью до 0.01.

«Газовая» зональность в кристаллах флогопита характеризуется зональным расположением газовых включений, которые, вероятно, захватываются кристаллами в процессе их роста. В этом случае наблюдается смена полос-зон, переполненных газовыми включениями и поэтому имеющих серебристый отлив, с полосами зеленого или темно-зеленого цвета, не содержащими включений (рис. 7, 8). Границы зон четкие и прямолинейные. К периферии кристаллов ширина серебристых зон уменьшается (рис. 8). Ширина зон в одном и том же кристалле меняется от 1 см до 3—1 мм и даже меньше.

## **Выводы**

1. «Цветовая» зональность флогопита, очевидно, возникла вследствие непостоянства физико-химических условий, при которых происходила кристаллизация флогопита.

2. Изменение состава и свойств кристаллов в различные периоды их роста происходило различно. Одни зоны флогопита имеют резкие внутренние границы, другие, наоборот, расплывчатые, нечеткие.

3. Состав растворов при росте зонального флогопита изменялся неоднократно и в целом направлен. От «ядра» кристалла к его внешней зоне увеличивается содержание SiO<sub>2</sub>, MgO, K<sub>2</sub>O и F<sub>2</sub> и уменьшается — FeO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и BaO. Угол оптических осей и удельный вес увеличиваются к периферии кристалла.

4. Скорость отложения вещества на гранях кристаллов флогопита часто менялась, что отчетливо прослеживается по перемещению вершин двугранных углов и изменению размеров граней.

5. Зональное распределение газовых включений (закрытых расслоений) также является отражением непостоянства условий кристаллизации.

#### ЛИТЕРАТУРА

Кухаренко А. А., М. П. Орлова, А. Г. Булах, Э. А. Багдасаров, О. М. Римская-Корсакова, Е. И. Нефедов, Г. А. Ильинский, А. А. Сергеев, Н. Б. Абакумова. 1965. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. Изд. «Недра», М.

Никитин В. Д. 1952. Зональность и микрizonaльность в мусковите. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 81, вып. 2.

Никитин В. Д. 1953. Особенности образования кристаллов мусковита в пегматитовых жилах. Зап. ЛГИ, т. 29, вып. 2.

Прохорова С. М., Н. З. Евзикова, А. Ф. Михайлова. 1966. Флогопитоносность Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных щелочных пород. Тр. Научн.-исслед. инст. геологии Арктики, т. 140.

Римская-Корсакова О. М. и Е. П. Соколова. 1964. О железисто-магнезиальных слюдах с обратной схемой абсорбции. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 93, вып. 4.

Римская-Корсакова О. М., Н. И. Краснова. 1966. Кристалломорфология флогопита как индикатор условий его образования. (На примере Ковдорского месторождения). Минералог. сборник Львовск. гос. унив., № 20, вып. 4.

Римская-Корсакова О. М., Н. И. Краснова, Т. Г. Петров, В. Н. Поликарпова. 1967. О природе узоров, наблюдаемых на плоскостях спайности некоторых флогопитов. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 96, вып. 2.

Сафронова Г. П. 1960. О зональном мусковите из северокарельских пегматитов. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. 26.

Тардов Б. Н. 1958. Кристаллическая ориентированность электрического пробоя слюд. Тр. Всесоюз. научно-исслед. инст. пьезооптич. минер. сырья, т. 2, вып. 1.

Эпштейн Е. М., Л. И. Аникеева, А. Ф. Михайлова. 1961. Метасоматические породы и флогопитоносность Гулинского месторождения. Тр. Научн.-исслед. инст. геологии Арктики, т. 122.

---

*И. Н. Карелина*

#### О НЕКОТОРЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ МУСКОВИТА ПРИ НАГРЕВАНИИ

Мусковит как диэлектрик широко применяется для изоляции и крепления арматуры в специальных электровакуумных приборах электронной техники повышенной надежности и, естественно, к нему предъявляются особые требования. От деталей из мусковита требуется высокая механическая прочность для обеспечения качества минимальных межэлектродных размеров, хорошая электрическая изоляция в межэлектродном промежутке для предупреждения утечек тока, стойкость к нагреву до высокой температуры, порядка 500° и др.

Мусковит является неоднородным диэлектриком, т. е. материалом, который состоит из компонентов с различными электрическими свойствами. Неоднородность его еще более увеличивается при наличии в нем железосодержащих включений. В связи с тем, что мусковит в процессе эксплуатации претерпевает механическое (вибрация), тепловое и электрическое воздействия, становится важным решение вопроса об отношении мусковита как неоднородного диэлектрика к этому воздействию.



На качество мусковита существенно влияют межплоскостные расслоения, воздушные или газовые включения и «ржавая» пятнистость. Вопросу изучения «ржавой» пятнистости при термообработке посвящена работа Г. П. Федосеева (1965). Установлено, что слюда всех рассмотренных им месторождений мусковита имеет «ржавую» пятнистость, но количество пятнистых мусковитов в разных жилах неодинаково. Пятна чаще приурочены к краевым дефектным частям кристаллов.

Г. П. Федосеевым выявлена прямая зависимость появления пятнистости от температуры и времени нагревания, а также высказано предположение о природе пятен. Появление «ржавых» пятен на пластинках мусковита он связывает с окислением невидимых в обычных условиях железистых соединений и ионного железа в микродефектных местах кристалла.

В работе А. К. Решетниковой (1968) приводятся результаты исследования природы «ржавых» пятен и делается вывод, что причиной появления пятен являются хлориты.

Нами изучались изменения в мусковите при температурах 200—600°, при которых не наблюдаются структурные изменения. При этих температурах происходит предварительная термообработка деталей из мусковита на радиоламповых заводах перед монтажом. Целью такой термообработки является очистка и магнетизирование деталей для улучшения поверхностных электрических свойств мусковита.

В связи с этим нами рассмотрены изменения, происходящие в мусковите при нагревании в интервалах 200, 460, 600°, распределение результатов этих изменений по площади и общее содержание измененных пластинок в мусковите, а также связь термических изменений с качеством мусковита.

Указанные работы проводились на мусковите из жилы мусковито-микроклино-плагноклазового типа. Образцы для испытания были взяты из 20 технологических проб. Из каждой пробы готовилось по 50 плотных пластинок толщиной 0.2—0.4 мм (подборы для радиодеталей). Обязательным условием при этом было наличие полезной площади, из которой могли быть получены детали согласно СТУ 30-6235-63. На полезной площади пластинки не допускались присущие слюде естественные дефекты: «зажимистость», трещины, проколы, волнистость, макроскопически видимые минеральные, воздушные или газовые включения и расслоения. Избежать воздушных или газовых включений на полезной площади оказалось очень трудно, поэтому на полезной площади имели место одиночные едва различимые включения воздуха. На бесполезной площади все выше перечисленные дефекты встречались в большом количестве. Для контроля за изменениями, происходящими при нагревании, полезная площадь очерчивалась.

Нагревание производилось с двухчасовой выдержкой в каждом вышеуказанном интервале температур.

Отмечено три вида изменений на полезной площади мусковита при нагревании:

- 1) появление большого количества воздушных открытых расслоений, сообщающихся с окружающей средой, и воздушных или газовых включений, которые не сообщаются с воздушной средой и носят закрытый характер; в литературе они называются воздушными или газовыми включениями (Лашев, 1948), или закрытыми расслоениями (Медик, 1967) в отличие от открытых расслоений;

- 2) появление «ржавой» пятнистости;

- 3) появление трещин.

На бесполезной площади отмечалось появление только «ржавых» пятен и измененных включений. Остальные дефекты на бесполезной площади (воздушные включения, расслоения, трещины) ранее уже рассматри-

вались, поэтому их изменение или появление новых дефектов не представляло интереса.

При нагревании мусковита происходит процесс расслоения пластинок по краям параллельно плоскости спайности. До прокаливания открытые расслоения имели место только на бесполезной площади. При нагревании произошло удаление адсорбированных из воздуха водных пленок с поверхности расслоений и удаление межслоевой воды из микрополостей кристалла, находящихся вблизи кромки кристалла или вблизи краевых расслоений. В результате этого кристалл расслаивался в этих участках уже при температуре 200°. Пластинки с открытыми расслоениями на полезной площади составили около 12% от всех рассмотренных пластинок при этой температуре.

Воздушные или газовые включения представляют собой локальные расслоения, неравномерно рассеянные по всей площади минерала в плос-

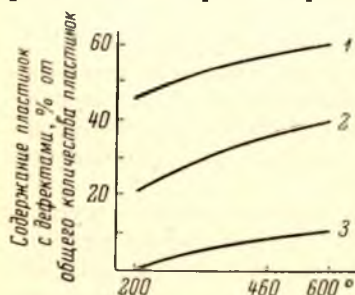


Рис. 1. Зависимость содержания пластинок мусковита с дефектами на полезной площади от температуры нагрева:

1 — пластинки с воздушными включениями и расслоениями; 2 — пластинки с «ржавыми» пятнами; 3 — пластинки с трещинами.

кости весьма совершенной спайности и имеющие круглую или овальную форму. При надавливании на кристалл воздушные или газовые включения перемещаются вдоль плоскости спайности, в результате чего характер их распределения меняется. Вблизи поверхности такие включения имеют заметные вздутия. Это говорит о том, что включения находятся под внутренним давлением.

Рассматриваемые нами пластинки не имели на полезной площади воздушных или газовых включений, видимых невооруженным глазом, т. е. линейные размеры поперечника внешнего интерференционного кольца составляли менее 0.5 мм. После прокаливания на пластинках появились воздушные или газовые включения размером от 0.5 до 6.0 мм в поперечнике.

По мере роста температуры площадь, занятая воздушными или газовыми включениями, увеличивается: на образцах пробы 1812 при 200° она составляла от 0 до 60% полезной площади, при 460° — от 1.0 до 66.7%, при 600° — от 89.4 до 100%; на образцах проб 1772, 1775, 1776, 1780 при 200° площадь, занятая воздушными включениями, составляла от 0 до 13.9%, при 460° — от 0 до 31.7%, при 600° — от 1.2 до 43.5%.

Содержание пластинок только с воздушными или газовыми включениями при 200° составляет уже 19.4% от общего количества испытанных образцов, а содержание пластинок с воздушными включениями и расслоениями на одной пластинке встречается у 14.8%. Кроме того, появляется еще 0.4% пластинок, которые при этой температуре содержат такое количество воздушных включений и расслоений, что на них отсутствует полезная площадь. В толстых пластинках (0.2—0.4 мм) такая концентрация воздушных включений и расслоений снижает прозрачность мусковита. С повышением температуры количество пластинок, площадь которых целиком занята воздушными включениями и открытыми расслоениями, растет. При температуре 460° содержание таких пластинок составляет 3.5%, при 600° — 36.0% от общего количества рассмотренных пластинок.

На рис. 1 видно, что с увеличением температуры количество пластинок с воздушными включениями и расслоениями увеличивается от 46.7% при 200° до 60.0% при 600° (средние результаты по всем пробам), приближаясь к некоторому пределу. Появившиеся при нагревании воздушные или газовые включения являются результатом расширения микроско-



пических газовых включений, увеличивающихся до видимых размеров, или возникают за счет превращения в пар кристаллизационной воды, находящейся между плоскостями спайности, и воды, содержащейся во включениях. При этом происходит расширение самого образца, увеличение его толщины. Об особенностях расширения слюды при нагревании говорят кривые вспучивания (расслоения) (Лашев, 1948) и кривые расширения мусковита (Августиник и др., 1957) в этом же интервале температур.

Представляет практический интерес наличие связи между появлением расслоений, воздушных или газовых включений при нагревании и твердостью мусковита. Для этого проводились измерения твердости 5 образцов из каждой пробы мусковита на микро-твердоме PMT-3.

На каждом образце было сделано по 10 измерений. За величину твердости пробы мусковита принималось среднее значение из 50 измерений, сделанных при нагрузке 10 кг. Контрольные измерения проводились на плоскости спайности кристалла каменной соли при нагрузке 5 кг. Средняя арифметическая твердость каменной соли соответствовала 20 — 25 кг/мм<sup>2</sup>. Анизотропия твердости определялась двумя путями: 1) измерение диагоналей с одного отпечатка на (001) по разным кристаллографическим направлениям (параллельно и перпендикулярно следам спайности); 2) массовое измерение диагоналей неориентированных отпечатков с последующей их статистической обработкой и построением вариационных кривых.

Измерение твердости кристаллографически ориентированного мусковита из трех образцов (110 отпечатков) показало, что при данном методе измерения твердости алмазной пирамидкой коэффициент анизотропии  $K = \frac{H_{\text{макс}}}{H_{\text{мин}}} = 1.002 - 1.019$  в плоскости (001).

Измерение твердости неориентированных кристаллов мусковита и построение по ним вариационных кривых по 50 измерениям показало, что эта физическая характеристика слюды подчиняется закону нормального распределения. Кривые имеют только один максимум.

На рис. 2 (кривая 1) показана зависимость содержания пластинок слюды с воздушными или газовыми включениями и расслоениями на полезной площади кристалла от твердости. Для расчета брались средние содержания пластинок с воздушными дефектами (по 3—5 пробам) в каждом интервале твердости. В целом твердость рассматриваемого мусковита изменяется от 90 до 180 кг/мм<sup>2</sup>, но наибольшее количество проб находится в интервале 120—160 кг/мм<sup>2</sup>; мусковит с низкой твердостью обладает способностью больше расслаиваться. С увеличением твердости мусковита количество пластинок с воздушными включениями и расслоениями уменьшается от 75 до 46%, стремясь к некоторому пределу.

В работе М. С. Мецика (1967) указывается, что с уменьшением твердости растет межплоскостное расстояние ( $d_{001}$ ). Вероятность проникновения молекул воды в межплоскостную зону выше у менее твердых образцов мусковита, отсюда их большое расслоение при нагревании.

Поскольку упомянутыми выше авторами доказано, что процесс появления «ржавых» пятен связан с окислением железосодержащих соединений,

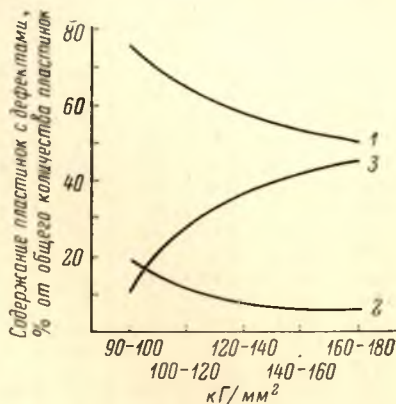


Рис. 2. Зависимость содержания пластинок мусковита с дефектами на полезной площади при 460° от твердости:

1 — пластинки с воздушными включениями и расслоениями; 2 — пластинки с «ржавыми» пятнами; 3 — пластинки с трещинами.

Содержание слюды с дефектами при нагревании, % от количества пластинок

Номера технологических проб	Твердость (до нагревания), кг/мм <sup>2</sup>	Температура, °С	Всего пластинок	Пластины с краевыми воздушными расслоениями	Пластины с воздушными или газовыми включениями	Пластины с воздушными включениями затенного и внутреннего характера	Пластины, целиком занятые воздушными включениями и расслоениями, полезная площадь отсутствует	Пластины с «ржавыми» пятнами на полезной площади	Пластины с «ржавыми» пятнами и измененными включениями на полезной площади	Трещины на полезной площади
1777	178.6	200	60	20	10	28	2	—	—	18
1788	154.6	200	64	12	26	26	—	1	—	16
1794	181.0	200	70	30	14	24	2	—	2	16
1798	129.0	200	40	8	18	14	—	—	2	22
1801	91.3	200	70	32	30	8	—	—	10	2
1812	105.7	200	80	38	36	6	—	2	8	6
1772	—	200	46	16	14	14	2	—	—	18
1775	117.6	200	64	10	26	28	—	—	4	12
1776	170.2	200	60	8	32	20	—	—	—	25
1784	93.7	200	50	14	24	12	—	2	2	2
1790	116.2	200	62	10	34	18	2	4	6	28
1796	178.6	200	52	4	20	28	—	2	—	10
1778	161.0	200	29.4	10.5	4.2	14.7	—	—	4.2	27.3
1779	118.3	200	42	8	18	16	—	—	6	38
1783	145.0	200	34	2	24	8	—	—	8	22
1787	121.4	200	34	2	14	18	—	6	2	16
1789	123.1	200	38	10	18	10	—	—	2	22
1791	142.2	200	20	2	16	2	—	—	4	28
1792	—	200	44.5	7.5	22	15	—	2.5	—	20
1793	161.0	200	19.2	7.2	7.2	4.8	—	—	4.8	50.4
1797	138.6	200	21.0	5.0	11	5	—	—	—	7.5
1800	178.6	200	16.0	4	4	8	—	—	2	30
1777	178.6	460	58.0	4	8	44	2	10	24	42
1788	154.6	460	62	2	20	34	6	6	18	38
1794	181.0	460	56	6	8	36	6	8	22	36
1798	129.0	460	58	—	6	52	—	6	34	38
1801	91.3	460	74	2	30	42	—	22	18	2
1812	105.7	460	80	4	12	52	12	22	28	14
1772	—	460	50	—	14	34	2	2	26	46
1775	117.6	460	66	6	8	52	—	6	26	32
1776	170.2	460	53.3	20.5	—	32.8	—	4.1	8.2	45.1
1784	93.7	460	76.0	22.0	8	46.0	—	16.0	38.0	18
1790	116.2	460	62.0	2.0	22.0	36.0	2	14.0	24.0	36
1796	178.6	460	52.0	10.0	16.0	26.0	—	—	—	40
1778	161.0	460	35.7	8.4	—	27.3	—	6.3	8.4	54.6
1779	118.3	460	46.0	—	14.0	32.0	—	6.0	22.0	48
1783	145.0	460	56.0	4.0	20.0	32.0	—	14.0	30.0	38
1787	121.4	460	52.0	8.0	18.0	26.0	—	12.0	14.0	42
1789	123.1	460	70.0	4.0	—	30.0	36.0	6.0	20.0	30
1791	142.2	460	46.0	4.0	24.0	18.0	—	4.0	34.0	50
1792	—	460	57.5	2.5	7.5	45.0	2.5	5.0	35.0	40
1793	161.0	460	41.4	4.8	2.4	33.6	—	9.6	16.8	50
1797	138.6	460	47.5	5.0	7.5	35.0	—	2.5	20.0	25
1800	178.6	460	44.0	4.0	12.0	28.0	—	—	20.0	42
1777	178.6	600	64.0	—	—	6.0	58.0	14.0	26.0	34
1788	154.6	600	56.0	—	2.0	44.0	10.0	10.0	22.0	44
1794	181.0	600	100.0	—	—	2.0	98.0	10.0	38.0	44
1798	129.0	600	52.0	—	—	6.0	46.0	8.0	44	50
1801	91.3	600	88.0	20.0	8.0	46.0	14.0	30.0	38	8
1812	105.7	600	98.0	—	—	—	98.0	36.0	34	—
1772	—	600	46.0	—	—	26.0	—	2.0	28	54
1775	117.6	600	48.0	—	—	2.0	46.0	12.0	22	54
1776	170.2	600	45.0	—	—	45.0	—	4.1	8.2	49.2
1784	93.7	600	68.0	—	—	6.0	62.0	28.0	36.0	32



Номера технологических проб	Твердость (до нагревания), кг/мм <sup>2</sup>	Температура, °C	Всего пластинок	Пластины с красными воздушными расслоениями	Пластины с воздушными или газовыми включениями	Пластины с воздушными включениями затененного и внутреннего характера	Пластины, целиком занятые воздушными включениями и расслоениями, полезная площадь отсутствует	Пластины с «ржавыми» пятнами полезной площади	Пластины с «ржавыми» пятнами и измененными включениями бесполезной площади	Трещины на полезной площади
1790	116.2	600	62.0	—	—	42.0	20.0	18.0	34.0	40
1796	178.6	600	52.0	—	—	—	52.0	4.0	28.0	48
1778	161.0	600	42.0	—	—	8.4	33.6	4.2	16.8	56.7
1779	118.3	600	50.0	2.0	2.0	46.0	—	4.0	34.0	48
1783	145.0	600	60.0	—	—	—	60.0	10.0	42.0	40
1787	121.4	600	50.0	—	4.0	46.0	—	14.0	32.0	46
1789	123.1	600	64.0	2.0	—	6.0	56.0	12.0	32.0	30
1791	142.2	600	50.0	2.0	26.0	22.0	—	6.0	12.0	50
1792	—	600	52.5	—	—	—	52.5	5.0	52.5	47.5
1793	161.0	600	38.4	—	—	14.4	24.0	9.6	24.0	62.4
1797	138.6	600	78.0	2.6	15.6	59.8	—	5.2	20.8	23.4
1800	178.6	600	44.0	—	—	14.0	30.0	6.0	30.0	58

Примечание. Измерения твердости производились Н. К. Хирвонен, термообработка — Л. Т. Карьялайнен.

то расслаивание слюды при нагревании и окисление железосодержащих включений процессы взаимосвязанные. Расслоения в слюде способствуют проникновению воздуха и окислению закисного железа.

С увеличением температуры нагревания мусковита увеличивается содержание пластинок с «ржавыми» пятнами, стремясь к некоторому пределу.

На рис. 1 видно, что кривые зависимости содержания пластин с «ржавыми» пятнами и воздушными включениями от температуры имеют одинаковый характер (параллельны), но количество пластин с «ржавыми» пятнами значительно ниже (кривые 1, 2). При температуре 200° количество пластин с пятнами небольшое и колеблется от 0 до 6.0%. По мере увеличения температуры количество пятнистых пластинок растет: при температуре 460° — до 17.0%, при 600° — до 28.0% (см. таблицу).

Кроме того, содержание пластинок с воздушными включениями и пластинок с «ржавыми» включениями находятся в обратной зависимости от твердости мусковита (рис. 2). Распределение «ржавых» пятен на пластинке неравномерное и площадь, занятая пятнами, колеблется от 0.9 до 35.5% при нагревании, например пластинок из пробы 1812.

Интересным представляется появление трещин на образцах мусковита при нагревании. При этом происходит углубление естественных трещин, появление новых трещин на слюде и переход их на полезную площадь (трещины находились только на краях полезной площади, в единичных случаях подходили к центру). При температуре 200° у 20.4% рассмотренных пластинок появляются трещины на полезной площади. При дальнейшем нагревании увеличивается протяженность этих трещин по полезной площади пластинок и растет содержание пластин с трещинами. При температуре 460° появляется 35.8% пластинок с трещинами, а при 600° — 41.7% (рис. 1). Появление трещин от твердости слюды носит прямую зависимость. С увеличением твердости увеличивается при нагревании процент пластинок с трещинами (рис. 2), стремясь к определенному

пределу. Причем в интервале твердости от 90 до 140 кГ/мм<sup>2</sup> содержание пластинок с трещинами увеличивается примерно в 3.5 раза.

Направления распространения трещин в мусковите совпадают с кристаллографически закономерными плоскостями несовершенной спайности. Так как при комнатной температуре трещины в мусковите могут появляться только при определенной нагрузке (удар или давление), то можно предположить, что появление трещин при нагревании обусловлено какими-то внутренними напряжениями в слюде, зависящими от энергии кристаллической решетки. Эти напряжения тем больше, чем больше твердость мусковита.

Возникновение в слюде рассмотренных выше дефектов при нагревании свидетельствует о том, что мусковит при нагревании ухудшает свои природные свойства, главным образом в тангенциальном направлении по поверхности пластинок (Мальцев, 1956). Поэтому представляет практический интерес дальнейшее рассмотрение этого вопроса в отношении распределения мусковита по качественным категориям с целью лучшего его использования.

Известно, например, что для многих целей, в том числе и для радиоэлектронной промышленности, в США находит применение мусковит с пятнами, о чем говорят данные потребления мусковита основных качественных категорий (Зеликман, 1966). Уже в настоящее время в некоторых случаях подходят дифференцированно к вопросу о качестве слюды для различных режимов работы изделий. Так, для некоторых деталей из слюды «ржавые» пятна не являются браковочным признаком после тепловой обработки немагнетизированных слюдяных пластин. Для других изделий «ржавые» пятна допускаются на расстоянии 1 мм от контуров уже вырубленной детали в количестве 5%. Следовательно, нужно подходить к использованию слюды более рационально: использовать различные качественные разновидности слюды в зависимости от целевого назначения, условий работы и требований электронной техники.

Одним из критериев определения отношения мусковита к нагреванию может быть твердость. Мусковит с твердостью 120 кГ/мм<sup>2</sup> и более имеет наименьшее количество пластинок с воздушными включениями, расслоениями и «ржавыми» включениями и наибольшее количество пластинок с трещинами. Предпочтение в выборе слюды для изделий, связанных в процессе производства с нагреванием, нужно отдать мусковиту со средней и большой твердостью. При низкой твердости количество пластинок, площадь которых занята воздушными включениями, расслоениями и пятнами, значительно больше, причем дефекты распространяются по всей площади. Трещины при высоких значениях твердости затрагивают только краевую часть полезной площади, а следовательно, не могут быть проводящими путями между электродами. Кроме того, пластинки, которые растрескиваются при нагревании, будут хуже вести себя при штамповке при комнатной температуре, т. е. будут иметь большое количество трещин, а следовательно, могут быть предварительно отсортированы в процессе производства деталей.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы:

1. Термообработка мусковита вызывает появление в нем воздушных включений, расслоений, «ржавых» пятен и трещин. Начало появления этих дефектов в мусковите происходит при температуре 200° и по мере дальнейшего нагревания содержание пластинок с дефектами увеличивается, стремясь к некоторому пределу.

2. Критерием для определения отношения мусковита к нагреванию может служить твердость: с увеличением твердости уменьшается появление пластинок с воздушными или газовыми включениями, расслоениями



и «ржавыми» пятнами и увеличивается содержание пластинок с трещинами, стремясь к некоторому пределу.

3. Наиболее рациональным будет использование мусковита в производстве дифференцировано, т. е. с учетом различных условий работы изделий из мусковита и его природных возможностей.

#### ЛИТЕРАТУРА

Августинник А. И., Л. В. Козловский, П. Ф. Коновалов. 1957. К вопросу об отношении мусковита к нагреванию. Физическая химия, т. XXXI, вып. 11.

Зеликман И. Г. 1964. Слюдяная промышленность за рубежом. Тр. Гипронинеметаллоруда, вып. 1.

Лашев Е. К. 1948. Слюда. Ч. 1, Свойства слюд, Промстройиздат, М.

Лебедева С. И. 1963. Определение микротвердости минералов. Изд. АН СССР, М.

Мальцев А. В. 1956. Об электрической прочности слюды с минеральными включениями в плоскости спайности при высоких температурах. Уч. зап. Вологодск. пед. инст., т. XVII, физ.-мат. серия.

Мецик М. С. 1967. Физика расщепления слюд. Вост.-Сиб. книжн. изд., Иркутск.

Решетникова А. К. 1968. Изучение «скрытой» пятнистости в мусковите. Тр. Гипронинеметаллоруда, вып. 3.

Федосеев Г. П. 1965. Новая проблема применения слюды в радиолампах. Тр. Гипронинеметаллоруда, вып. 1.

---

*С. Н. Скрипко*

#### О «РЖАВОЙ» ПЯТНИСТОСТИ

#### В МУСКОВИТЕ НЕКОТОРЫХ ПЕГМАТИТОВ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

Вопрос о природе «ржавых» пятен в мусковите, являющихся в ряде случаев серьезным дефектом в слюде как диэлектрике, освещен в работах Г. П. Федосеева (1965) и А. К. Решетниковой (1968). В частности, А. К. Решетникова (1968) установила, что источником появления «ржавых» пятен в мусковите, при его термической обработке в окислительных условиях, являются пленочные включения хлоритов. Сами же «ржавые» пятна по своей природе представлены образованиями типа гидроокислов железа (Решетникова, 1968). Как известно, хлорит — это обычный продукт гидротермального изменения биотита. Следовательно, возникает вопрос о возможности существования зависимости между содержанием в мусковите «ржавых» пятен и наличием в нем включений биотита.

Для исследований были отобраны образцы мусковита из технологических проб слюды пегматитовых жил мусковито-плагиоклазового (I тип) и мусковито-микроклино-плагиоклазового (II тип) типов по классификации М. Е. Салье (1962).

Пластины слюды толщиной 0.2—0.4 мм, полученные в результате специальной технологической обработки кристаллов мусковита, нагревались до 600° с двухчасовой выдержкой при этой температуре, согласно условиям термообработки слюдяных деталей на радиоламповых заводах. До и после нагревания слюдяных пластин производился их детальный просмотр под бинокляром. Наблюдались разного рода минеральные включения. Во многих кристаллах преобладали включения биотитов, подобные охарактеризованным в литературе (Карский, Луговской, 1956; Никитин, 1963; Белянкина, Петровская и др., 1958; Никаноров, 1964).

По морфологии и времени образования включения биотита различны. Имеются реликтовые, сингенетичные и эпигенетические включения по отношению к кристаллу-хозяину. Реликтовые включения биотита различной формы, природа которых установлена рядом авторов (Карский, Луговской, 1956; Белянкина, 1958; Никаноров, 1964), располагаются в любой части кристаллов мусковита. Нами реликтовые включения биотита в основном фиксировались в мусковите жилы II типа.

Сингенетичные включения биотита представлены ромбовидными, шестигугольными, ступенчатыми листочками, расположенными вдоль зон роста мусковита (Карский, Луговской, 1956, и др.). В исследуемой слюде сингенетичные включения биотита наблюдались главным образом в мусковите жилы I типа.

Эпигенетические включения биотита в мусковите, по данным тех же авторов, приурочены к трещинам, рубцам ельчатости и обычно вытянуты вдоль указанных направлений. Эти включения биотита в слюде нами также отмечались.

Кроме включений биотита в мусковите, обнаруживаются иногда значительные скопления сульфидов, главным образом пирита и пирротина. Реже, преимущественно вдоль рубцов ельчатости кристаллов мусковита, устанавливался магнетит.

При исследовании под бинокулярном в мусковите различаются также зеленоватые и почти бесцветные листочки и тонкочешуйчатые агрегаты хлорита часто неясных очертаний. Как правило, хлорит пространственно

Результаты испытаний мусковита на проявление «правой» пятнистости

Тип жилы по М. Е. Салье	Номер про- бы	Место отбора об- разцов	Основные включения в мусковите	Всего исследован- ных пластин, шт.	Количество пластин мусковита с «ржа- выми» пятнами после нагрева до 600°, %				Средняя площадь «ржавых» пятен, мм <sup>2</sup>
					общее ко- личество	с вклю- чениями		без включе- ний	
						био- тита	суль- фидов		
Мусковито-пла- гиоклазовый (I тип)	1	Кварцево-мускови- товый комплекс	Биотит	50	32	32	—	—	2—3
	2	То же	»	50	42	42	—	—	4—6
	2	» »	Сульфиды и биотит	50	48	12	36	—	2—3
Мусковито- микроклино- плаггиоклазовый (II тип)	3	Пегматоидный му- сковит пегмато- идной зоны	Сульфиды	50	—	—	—	—	—
	4	То же	Сульфиды и биотит	50	14	6	2	6	—
	5	» »	Сульфиды	24	9	5	—	4	—
	6	» »	»	50	8	8	—	—	—
	7	Кварцево-мускови- товый комплекс с биотитом проме- жуточной зоны	Биотит	50	42	28	—	14	15—25
	8	То же	»	50	48	14	2	32	20—25
	9	Кварцево-мускови- тый комплекс, иногда с биоти- том, промежу- точной зоны	Биотит и сульфиды	50	34	18	—	16	—
	10	То же	Сульфиды	50	10	6	—	4	—
	11	» »	Биотит	40	30	20	5	5	—
	12	» »	Биотит и сульфиды	50	24	14	2	8	—
	13	Кварцево-мускови- товый комплекс призальбандовой зоны	Биотит	50	46	28	2	16	—
	14	То же	»	50	44	30	—	14	20—30

Примечание. Технологическая обработка мусковита проведена С. М. Королевой и Т. М. Сухановой; термообработка — Л. Т. Карьялайнен.



ассоциирует с включениями биотита, замещая последние вплоть до образования полных псевдоморфоз.

Генетическая связь хлоритовых пленок, а следовательно, и «ржавых» пятен с включениями биотита и мусковита подтверждается прямой зависимостью между содержанием пластин мусковита с включениями биотита и количеством пластин мусковита с «ржавыми» пятнами в одной и той же пробе. Так, в пробе мусковита преимущественно пегматоидного типа (II генерация, по Никитину, 1953) из мусковито-микроклино-плаггиоклазовой жилы единичные кристаллы слюды содержат включения биотита. Соответственно процент пластин мусковита с «ржавой» пятнистостью низок (см. таблицу).

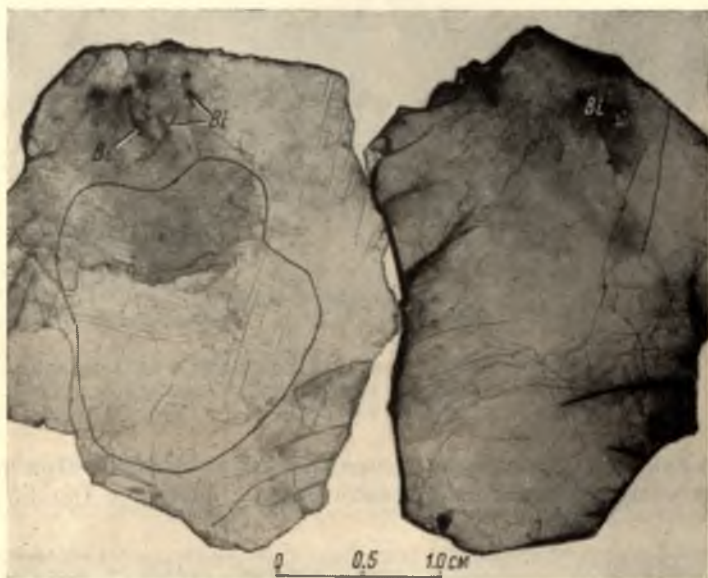


Рис. 1. Пространственная ассоциация «ржавых» пятен с включениями биотита. Увел. 2.5.

Полезная площадь оконтурена.

Для мусковита кварцево-мусковитового комплекса (I генерация, по Никитину, 1953), ассоциирующего с крупнокристаллическим биотитом в пегматите промежуточной зоны жилы II типа, характерны многочисленные включения биотита и соответственно высокий процент пластин с «ржавой» пятнистостью (см. таблицу, пробы 7 и 8).

Та же зависимость устанавливается в кварцево-мусковитовом комплексе плаггиоклазового пегматита в приальбандовых участках жилы II типа и в кварцево-мусковитовом комплексе жилы I типа.

Однако «ржавые» пятна в мусковите кварцево-мусковитового комплекса жилы последнего типа незначительно снижают качество слюды (по сравнению с мусковитом кварцево-мусковитового комплекса из приальбандовых участков жилы II типа), так как пятна мелких размеров (см. таблицу) расположены в краевой зоне кристаллов, которая при технологической обработке обычно удаляется.

При изучении «ржавых» пятен, ассоциирующих с разными включениями биотита в мусковите, во многих случаях выявлялось, что размеры указанных пятен зависят от вида биотитовых включений. Реликтовые включения биотита, как отмечают Б. Е. Карский (1956) и Е. Д. Беянкина

(1958), часто более крупные по сравнению с другими его генетическими видами, если замещение биотита мусковитом произошло недостаточно



Рис. 2. Мелкие «ржавые» пятна в ассоциации с включениями биотита, расположенными в краевой части кристалла мусковита. Увел. 2.6.

полно. Это наблюдается во многих кристаллах мусковита. При этом «ржавые» пятна в мусковите имеют значительные размеры (до 65—80 мм<sup>2</sup>)

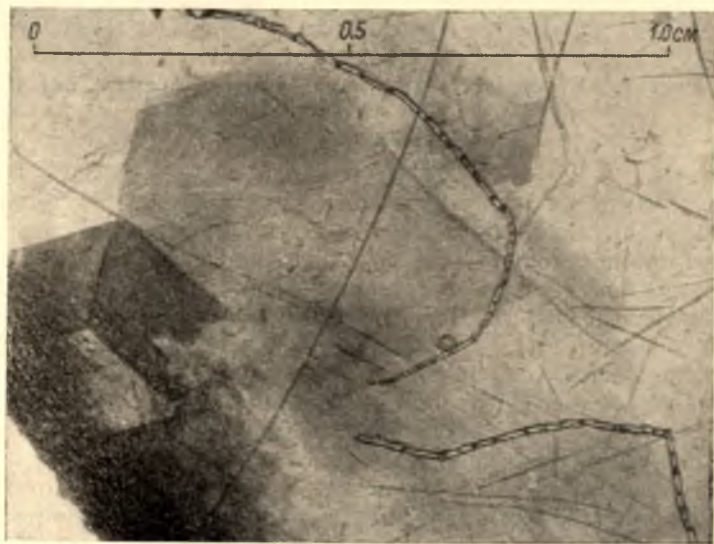


Рис. 3. Шестиугольные, ступенчатые очертания «ржавых» пятен. Увел. 9.5.

и в большинстве пластинок слюды (шесть из десяти) занимают, по данным И. Н. Карелиной, до 10.0—34.5% полезной площади (рис. 1). Количество



пластин мусковита с «ржавыми» пятнами в центре кристалла, в плоскости грани базопинакоида, составляет 20—24% в пробе.

В мусковите жилы I типа преобладают мелкие сингенетичные включения биотита, расположенные преимущественно в краевой части его пластинок.

«Ржавые» пятна, проявившиеся по хлориту, замещающему указанные включения биотита, также мелкие (до 12 мм<sup>2</sup>) (рис. 2) и обычно занимают 0—5% полезной площади. Относительно часто «ржавые» пятна в мусковите визуальнo не ассоциируют с включениями биотита (табл. 2). Связь значительной части этих «ржавых» пятен с биотитом обычно устанавливается на основании подобия форм указанных минеральных образований (рис. 3). Кроме того, путем последовательной подколки кристаллов мусковита можно получить пластины с «ржавыми» пятнами, визуальнo не ассоциирующими с биотитом, хотя до подколки эта ассоциация наблюдалась.

Исходя из всего вышеизложенного, можно предположить:

1) хлоритовые пленки в мусковите (непосредственный источник «скрытых ржавых» пятен в мусковите, по А. К. Решетниковой, 1968) являются вторичными образованиями по включениям биотита;

2) концентрация «ржавых» пятен, влияющих на качество мусковита как диэлектрика, зависит от генезиса, расположения, величины и количества включений биотита в мусковите;

3) в мусковите кварцево-мусковитового комплекса с большим количеством включений биотита содержание «ржавых» пятен выше по сравнению с пегматоидным мусковитом.

#### ЛИТЕРАТУРА

Белянкина Е. Д., Э. Я. Гурьева, М. Д. Игнатова, В. П. Петров, К. И. Толстихина. 1958. Генезис и типизация промышленного мусковита. Тр. Инст. геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, вып. 12.

Карский Б. Е. и Г. П. Луговской. 1956. Методика изучения и характеристика включений в мусковите Мамско-Чуйского района. Тр. ВНИИ Асбестцемента, вып. 5.

Карский Б. Е. 1965. Геолого-минералогические критерии при промышленной оценке слюдоносных пегматитов. Геология и разведка, № 12.

Никаноров А. С. 1964. Взаимоотношения между биотитом и мусковитом в слюдоносных пегматитах. В сб.: Слюда и пьезооптическое стекло. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 108.

Никитин В. Д. 1953. Особенности образования кристаллов мусковита в пегматитовых жилах. Зап. ЛГИ, т. XXIX, вып. 2.

Решетникова А. К. 1967. Изучение скрытой пятнистости в мусковите. Тр. Гипронинеметаллоруда, вып. 3.

Федосеев Г. П. 1965. Новая проблема применения слюды в радиолампах. Тр. Гипронинеметаллоруда, вып. 1.

Шуркин К. А., Н. В. Горлов, М. Е. Салье, В. Л. Дук, Ю. В. Никитин. 1962. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 14.

# ИЗУЧЕНИЕ ХЛОРИТОВЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В СЛЮДЕ (МУСКОВИТЕ) И ИХ ВЛИЯНИЕ НА КАЧЕСТВО ЭЛЕКТРОВАКУУМНОЙ СЛЮДЫ

Анализ состояния сырьевой базы и работы слюдяной промышленности за последние годы показывает существование разрыва между природными возможностями мусковитовых месторождений и требованиями промышленности. Предполагается, что разрыв между добычей мусковитового сырья и выпуском радиодеталей будет покрыт за счет резкого повышения выборки качественной слюды из общей массы обрабатываемого слюдяного сырья. Решению этой проблемы способствуют, в частности, научные изыскания, доказывающие возможность использования пятнистой слюды для ответственных целей. Известно, например, что мусковит с пятнами минерального происхождения находит широкое применение в США для целей изоляции, в том числе для изделий радиоэлектронной промышленности (Ловцова, 1963).

В настоящей работе изучена «скрытая» пятнистость в мусковитах, проявляющаяся в результате термообработки слюды в виде «ржавых» пятен (Федосеев, 1965). Для определения исходной минеральной формы «скрытых» включений применены методы микрохимического и спектрального анализов, водных и кислотных вытяжек из мусковита (Решетникова, 1967), а также рентгеноструктурный и термографический анализ.

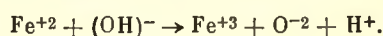
Рентгенометрически изучались чешуйки мусковита, обогащенные как «ржавыми» пятнами, появившимися после термообработки, так и зеленоватыми пленками (до термообработки). Изучение производилось порошковым методом Дебая и дифрактометрической съемкой ориентированных препаратов. Расчет полученных отражений (рис. 1) показал, что исследуемые образцы представляют собой механические смеси мусковита и хлорита, находящиеся в разных количественных соотношениях. По отражениям 060 и серии базальных отражений 001 представилось возможным определить величины элементарных ячеек хлорита в природном состоянии и после термообработки (табл. 1). С увеличением температуры термообра-

Таблица 1

Параметры элементарной ячейки (в Å) мусковита, хлорита до и после термической обработки

Минералы	<i>b</i>	<i>c sin β</i>
Мусковит . . . . .	9.05	19.93
Хлорит до термообработки . . .	9.27	14.15
Хлорит после термообработки при 450° . . . . .	9.34	13.90
То же, при 600° . . . . .	9.38	13.80

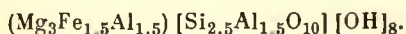
ботки происходит уменьшение параметра  $C \sin \beta$  и одновременное увеличение параметра *b*, что объясняется обезвоживанием бруситового слоя хлорита, сопровождающимся переходом закисного железа в окисное по схеме (Brindley, 1950 Martin, 1955):



При этом атомы водорода удаляются в виде воды при воздушном окислении. Переход  $\text{Fe}^{+2}$  в  $\text{Fe}^{+3}$  и объясняет яркое окрашивание хлоритовых включений в буро-желтые цвета. На основании существующих аналити-



ческих зависимостей (Martin, 1955), по величине параметра  $b$  хлорита и значению его межплоскостного расстояния 001 представляется возможным предположить кристаллохимическую формулу исследованного хлорита:

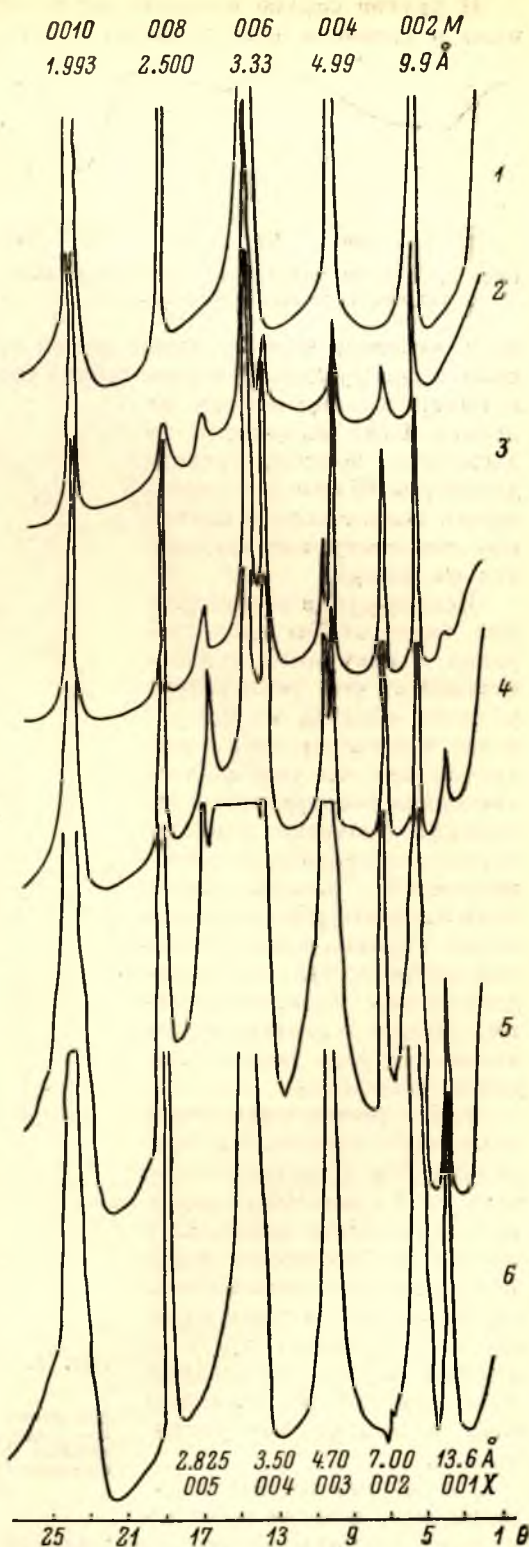


Присутствие хлорита в чешуйках мусковита было установлено также кривой нагревания, полученной на установке для термографического анализа УТА-1 (рис. 2). Кроме термических эффектов, характерных для мусковита, на этой кривой в области 450 и 730° наблюдается четкая эндотермическая реакция, сопровождающаяся потерей веса, равной 0.2% и соответствующей содержанию в пробе хлорита около 2%.

С целью выяснения возможности использования мусковитов с хлоритовыми включениями для изготовления деталей радиоламп исследована внутренняя (вдоль плоскости спайности) проводимость мусковитов и напряжение поверхностного разряда на 90 образцах. В одном случае образцы в форме пластин со средними размерами 50×15×0.3 мм и напыленными на торцы серебряными электродами зажимались в специальном приспособлении в муфельной электропечи. Образцы проходили обработку, соответствующую ГОСТ 10918-64, причем охранный электрод, напыленный в виде узкой полосы на прямоугольные плоскости пластины, исключал шунтирующее влияние поверхности образца.

Рис. 1. Базальные отражения мусковита и хлорита.

1 — чистый мусковит; 2 — мусковит с включениями хлорита после прокалики при 400—500°; 3 — мусковит с включениями хлорита до прокалики; 4—5 — мусковит с включениями хлорита после прокалики при 500°; 6 — мусковит с включениями хлорита после прокалики при 600°.



В другом случае методика исследования была максимально приближена к условиям работы слюды в радиолампе (рис. 3). Образец в виде

пластины мусковита диаметром 40 мм и толщиной  $0.2 \div 0.5$  мм с запирированными штырьковыми электродами помещался на держателе в центре нагревательного цилиндра в вакуумном баллоне ( $P = 10^{-6}$  мм рт. ст.). Соединения пистонов в слюде с наружными выводами осуществлены частично через верх-

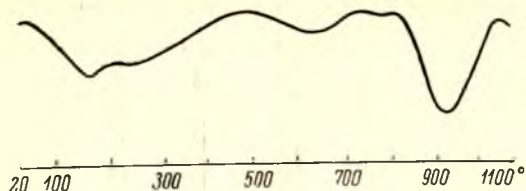


Рис. 2. Кривая нагрева мусковита, обогащенного включениями хлорита.

нюю, частично через нижнюю ножки прибора. Такое соединение исключило шунтирующее действие стекла баллона. Термопара хромель-копель и измерительные выводы из никеля были выполнены из достаточно тонкого провода диаметром 70 мкм для уменьшения теплоотвода и снижения температурных градиентов на слюде.

Исследование распределения температуры вдоль образца в вакуумном приборе показало, что температура у краев образца на  $0.5 \div 7^\circ$  выше, чем температура в центре образца, что учитывалось введением температурной поправки. Значения температурных интервалов и напряженностей электрического поля были выбраны на основании анализа конструктивных особенностей, предельно допустимых эксплуатационных данных и электрических испытаний ряда ламп со слюдяной изоляцией.

Токи утечки через слюду измерялись зеркальным гальванометром с постоянной по току  $10^{-9}$  а/мм. Метод зарядки конденсатора позволил в случае необходимости повышать чувствительность схемы на два порядка. Утечки в схеме, как правило,  $< 3\%$ , в худшем случае составляли 10% измеряемой величины тока и при расчете учитывались.

Для оценки величины погрешностей и надежности измерений выполнен расчет доверительной вероятности измерений (Зайдель, 1967). Результат расчета показал, что величина коэффициента надеж-

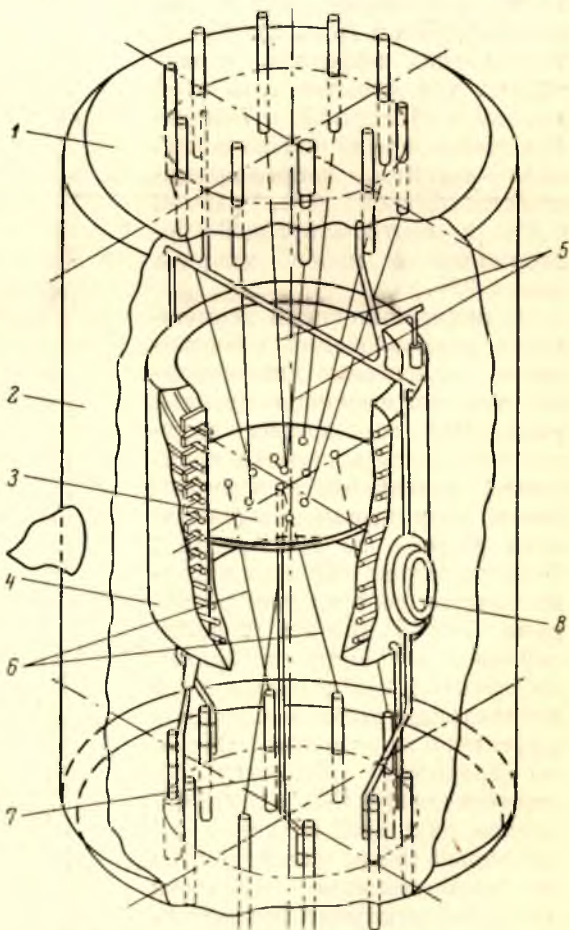


Рис. 3. Вакуумный прибор для исследования слюды.

1 — ножка с арматурой; 2 — баллон со штенгелем; 3 — слюда с запирированными штырьковыми электродами; 4 — нагреватель в экранах; 5 — термопара; 6 — измерительные выводы; 7 — держатель слюды; 8 — нераспыляемый газопоглотитель.



ности  $\alpha$  укладывается в пределы от 0.9 до 0.95, что превышает стандарт измерений  $\alpha=0.68$  и является достаточно надежным.

На рис. 4 приведены снятые в атмосфере усредненные зависимости  $\lg \gamma_v = f\left(\frac{1}{T}\right)$ , которые достаточно хорошо выражаются прямыми, имеющими перелом в интервале температур 170—260°. Это означает, что в определенном интервале температур носителями тока являются ионы одного типа с одинаковой степенью закрепления. Однако в низкотемпературной области проводимость через слюду осуществляется более слабо связанными ионами, чем в высокотемпературной области. Энергию активации ионов-носителей тока  $W$  и температурный коэффициент электропроводности  $B$  в области низких и высоких температур можно подсчитать, пользуясь данными графиков на рис. 4 (Сканави, 1949):

$$\gamma = A_1 e^{-\frac{W_1}{kT}} + A_2 e^{-\frac{W_2}{kT}} = A_1 e^{-\frac{B_1}{T}} + A_2 e^{-\frac{B_2}{T}}, \quad (1)$$

где  $A_1, A_2$  — постоянные;  $T$  — абсолютная температура,  $k$  — постоянная Больцмана.

Результаты расчетов сведены в табл. 2. Большинство кривых на рис. 4 имеют начальные участки малой крутизны, которые можно объяснить влиянием водных пленок в расслоениях и на внутренних поверхностях кристалла слюды, удаление которых затруднено и происходит вплоть до температур 180—200°.

Чистый мусковит при температуре 100° имеет удельную внутреннюю электропроводность  $\gamma_v \approx 10^{-12} - 10^{-13} \text{ ом}^{-1} \text{ см}^{-1}$ , что согласуется с данными работы М. С. Лейзерзон и С. А. Гурова (1958). Наличие хлоритовых

включений в виде выявленных при термообработке слюды «ржавых» пятен мало влияет на удельную внутреннюю электропроводность слюды в случае, если пятна не образуют сплошной перемычки между электродами (рис. 4, кривая 5), и повышает величину  $\gamma_v$  на 1.5—2 порядка при образовании сплошной перемычки в межэлектродном промежутке (рис. 4, кривая 6). При более высоких температурах разница в проводимости между чистыми и пятнистыми образцами уменьшается до одного порядка и меньше при максимально возможных в радиолампах рабочих температурах на слюде. В случае же «ржавой» пятнистости другой природы, обусловленной включениями лимонита, гетита, гематита (Сулоев, Самой-

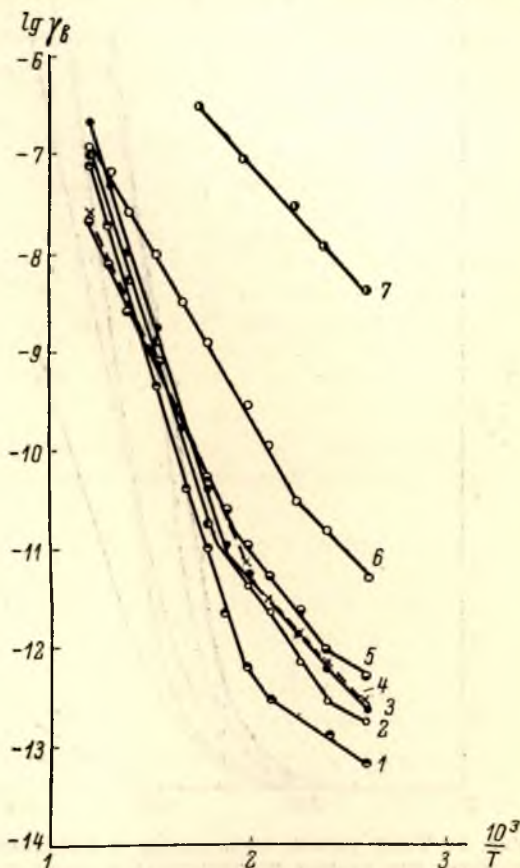


Рис. 4. Зависимость удельной внутренней электропроводности чистого и пятнистого мусковита от температуры.

1, 2, 4 — чистый мусковит, пегматоидный тип; 3 — чистый мусковит, кварц-мусковитовый комплекс; 5 — ржавые пятна хлоритовых включений, не образующие сплошного моста в межэлектродном промежутке; 6, 7 — ржавые пятна хлорита (6) и лимонита (7), образующие сплошной мост в межэлектродном промежутке.  $E=1330 \text{ в/см}$ .

лова, 1940), наблюдается резкое увеличение внутренней проводимости, на 4—5 порядков (рис. 4, кривая 7), связанное с добавлением к ионной составляющей тока сквозной проводимости электронного тока, присущего вышеупомянутым полупроводящим включениям.

Влияние хлоритовых включений на ток сквозной проводимости слюды в продольном направлении, снятый в вакууме, демонстрирует рис. 5. Как видно из рисунка, токи утечки через слюду незначительны при напряженности электрического поля  $E \leq 2500$  в/см, что обычно имеет место на слюде в межэлектродных промежутках приемно-усилительных ламп, исключая промежуток катод — первая сетка. В последнем случае наблюдаются самые высокие температуры ( $\approx 400^\circ$ ) и напряженности электрического поля (5000 в/см), при которых наличие сплошного ржавого пятна (включение хлорита после прокалики) увеличивает ток утечки примерно в 5 раз (рис. 5, кривая 3), а присутствие не сплошного пятна между электродами примерно в 2 раза (рис. 5, кривая 2).

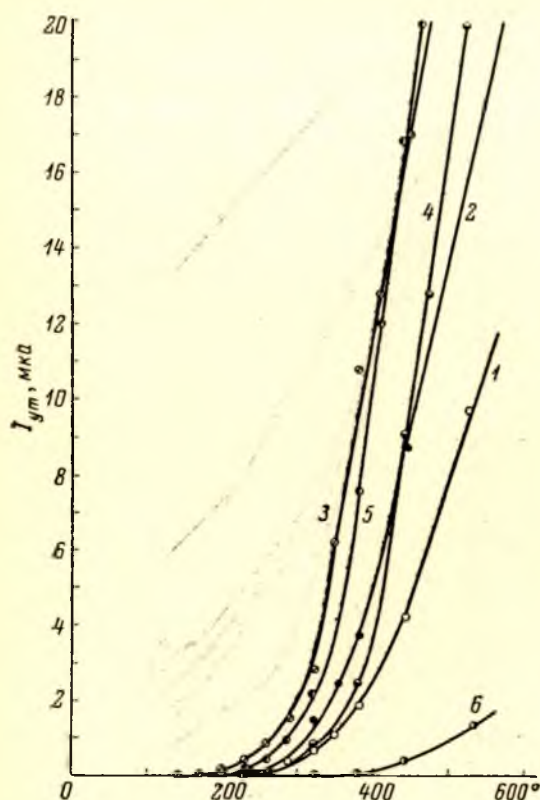


Рис. 5. Токи утечки через слюду в вакуумном приборе при разных температурах и напряженностях поля.

1 — чистая слюда; 2 — включение хлорита после прокалики не сплошное; 3 — включение хлорита после прокалики сплошное; 4, 5, 6 — включение хлорита до прокалики сплошное при разных напряженностях поля. 1, 2, 3, 4 —  $E_{макс.} = 5000$  в/см, 5 —  $E_{макс.} = 9900$  в/см, 6 —  $E_{макс.} = 2500$  в/см.

Интересно отметить менее сильное влияние на ток утечки через слюду при тех же условиях сплошного хлоритового включения до прокалики (рис. 5, кривая 4).

Исследования поверхностного разряда по чистой и пятнистой слюде были проведены на высоковольтной установке (напряжение переменное, частота 50 гц). Для измерений в атмосфере служат электроды — призмы из нержавеющей стали, в вакууме — штырьковые электроды диаметром 1.6 мм, запистонированные в слюде. Как видно из рис. 6, напряжение разряда уменьшается с ростом температуры, оставаясь при  $600-700^\circ$  не ниже 5 кв. Хлоритовые пятна, находящиеся между слоями слюды, мало влияют на напряжение поверхностного разряда и заметнее влияют в случае их выхода на поверхность образца, вызывая локальноканальный пробой, концентрируемый вблизи или на самом пятне. В вакууме  $u_{разр. макс.} \geq 8$  кв в случае сплошного пятна между электродами. Известно, что напряжение поверхностного разряда при импульсах лежит значительно выше, чем при промышленной частоте (Сканави, 1949), что важно при работе демпферных диодов типа 6Д22С, имеющих напряжение в импульсе 6.5 кв.

Нами было проведено обследование мусковита с пятнами хлорита и без пятен на газоотделение методом вакуумной экстракции и последую-



Таблица 2

Усредненные значения температурных коэффициентов электропроводности  $B$  и энергии активации носителей тока  $W$  для кристаллов мусковита

Разновидность мусковитов	Характеристика образцов	Низкотемпературный участок		Высокотемпературный участок		Температура в точке излома кривых, °C
		$B$	$W$ , эв.	$B$	$W$ , эв.	
Пегматоидный . . . . .	Чистый	6450	0.56	15300	1.32	240
Мелкокристаллический из кварцево-мусковитового комплекса . . . . .	»	5320	0.46	14000	1.21	260
Пегматоидный . . . . .	»	6880	0.59	14700	1.27	260
» . . . . .	»	4900	0.42	10000	0.86	215
Пегматоидный и мелкокристаллический из кварцево-мусковитового комплекса	25—30% ржавые пятна, не сплошные	5800	0.5	9770	0.84	230
	50—70% ржавые пятна, сплошные	4600	0.4	8000	0.69	170

щего фазового анализа экстрагированных газов на масс-спектрометре типа МК 1302. Анализ результатов исследования показал, что

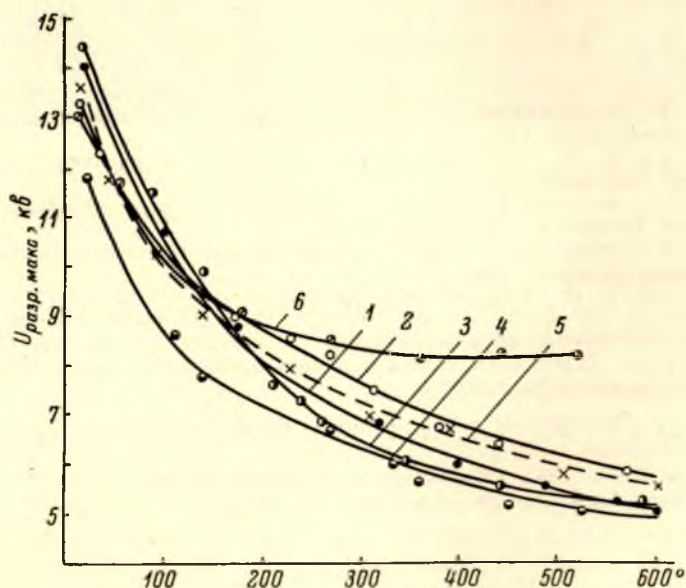


Рис. 6. Зависимость напряжения поверхностного разряда по слюде от температуры.

1 — 20% пятнистости; 2 — 70% пятнистости; 3, 4 — 80% пятнистости; 5 — чистый мусковит; 6 — 100% пятнистости, вакуум.

газоотделение чистых и пятнистых образцов после температурной выдержки при 600° в течение 30—40 мин. становится одного порядка и равно  $\approx 8$  лмк/мг. В газовой фазе обнаружены  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $CO+N_2$ ,  $CH_4$ ,  $H_2$  и органические радикалы с числом углеродных атомов от одного до четырех.

## Выводы

1. Установлена природа «скрытой» пятнистости в мусковите — пленки слюдоподобного минерала хлорита магнезиально-железистого состава.

2. Включения хлорита в мусковите мало влияют на изоляционные качества слюды в продольном направлении в случае отсутствия сплошной перемычки между электродами. Это обстоятельство позволяет считать электрически не опасными хлоритовые включения на монтажной слюде любых размеров и конфигураций, если они не замыкают межэлектродного промежутка.

3. Сплошные хлоритовые включения повышают величину внутренней удельной электропроводности слюды на 1—2 порядка и мало влияют на напряжение поверхностного искрения по слюде.

4. Газоотделение пятнистой и чистой слюды после определенной температурной выдержки одного порядка и одинаково по составу.

5. По действующим техническим условиям на электровакуумную слюду жесткая браковка слюды по «ржавой» пятнистости представляется не всегда обоснованной. Требуется различать природу «ржавой» пятнистости, что позволит использовать хорошую по существу слюду, которая в настоящее время идет в брак в виде уже готовых изделий.

Автор выражает искреннюю благодарность сотрудникам ВСЕГЕИ Е. П. Соколовой и Б. К. Касатову за содействие в выполнении рентгеноструктурных и термографических исследований.

## ЛИТЕРАТУРА

Зайдель А. Н. 1967. Элементарная оценка ошибок измерений, Изд. «Наука», М.—Л.

Лейзерзон М. С., С. А. Гуров. 1958. К вопросу о характеристиках слюд с природными дефектами в виде пятен и их промышленном использовании. Тр. ВНИИ Асбестцемента, вып. 9.

Ловцова И. А. 1963. Положение со слюдой в капиталистических странах. Бюлл. иностр. информ., № 144.

Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов, под редакцией Брауна Г. 1965. Изд. «Мир», М.

Решетникова А. К. 1967. Изучение «скрытой» пятнистости в мусковите. Тр. Гипронинеметаллоруда, вып. 3.

Сканави Г. И. 1949. Физика диэлектриков. Гостехиздат, М.—Л.

Сулоев А. И., Е. И. Самойлова. 1940. Изучение включений в слюдах в связи с их качественной характеристикой. Тр. ВНИИМС, вып. 157.

Федосеев Г. П. 1965. Новая проблема применения слюды в радиолампах. Тр. Гипронинеметаллоруда, вып. 1.

Brindley G. W., S. L. Ali. 1950. Thermal transformations in magnesian chlorites. Acta Cryst., vol. 3.

Martin R. T. 1955. Chlorite characterization. Clays and Clay Minerals. Publication 395. Nat. Acad Sci-Nat. Res-Counc., Washington.

---

**В. С. Куликов, Ю. К. Калинин**

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ НЕКОТОРЫХ СТРУКТУР БАЗАЛЬТОВ ВЕТРЕННОГО ПОЯСА

В данной статье излагаются результаты, полученные авторами при кристаллизации расплава среднепротерозойского пикритового базальта Ветреного пояса (юго-восток Балтийского щита). Эти эффузивы,



помимо своеобразного химического состава, резко обогащенного  $MgO$  по сравнению с типичным базальтом (Куликов, 1969), обладают и рядом оригинальных структур, в частности псевдоинтерсертальной. Подобные структуры чрезвычайно редки в природе. Видимо, поэтому они не получили освещения в работе Ю. Ир. Половинкиной (1966). Для выяснения условий генезиса структур данных базальтов была предпринята попытка их экспериментального воспроизведения путем кристаллизации расплава соответствующей эффузивной породы при различных температурных режимах.

Следует отметить, что сама идея экспериментального воспроизведения структур не является новой. Она появилась вместе с рождением экспери-



Рис. 1. Пикритовый базальт из центральной части покрова.  
Без анализатора, увел. 30.

ментальной петрографии в конце XIX в. Экспериментаторам тем или иным способом удавалось получать структуры, близкие к природным (Гинзберг, 1953; Челищев и др., 1963; Дорофеев и др., 1966, и др.). Мы применили эту идею для решения некоторых частных вопросов петрографии и минералогии базальтов Ветреного пояса.

В качестве исходного материала использовался пикритовый базальт с Большой Левгоры (кряж Ветренный пояс, Архангельская область). Порода имеет черный цвет, порфировую структуру и состоит в основном из изометричных вкрапленников с поперечником 0.3—0.5 мм и тонких пластинок оливина, полностью замещенных мелкочешуйчатым агрегатом талька и тремолита, мезостазиса, раскристаллизованного в сферолитоподобные агрегаты пироксена бурого цвета, и рудных. Псевдоморфозы по вкрапленникам и пластинкам оливина составляют около 25%, мезостазис—около 74%, остальной объем породы приходится на магнетит и хромит (рис. 1).

Химический состав пикритового базальта следующий:  $SiO_2$ —49.15;  $TiO_2$ —0.94;  $Al_2O_3$ —11.52;  $Fe_2O_3$ —1.80;  $FeO$ —9.05;  $MnO$ —0.19;  $MgO$ —14.13;  $CaO$ —9.41;  $Na_2O$ —1.50;  $K_2O$ —0.30;  $H_2O$ —0.19; п. п. п.—1.67;  $P_2O_5$ —0.10;  $Cr_2O_3$ —0.14;  $NiO$ —0.03; S—0.02; сумма—100.15% (аналитик Т. М. Брагина).

Экспериментальные исследования выполнены в лаборатории технологии силикатов Института геологии Карельского филиала АН СССР по следующей методике.

Перед плавлением материал измельчался в виброистирателе до размеров менее 0.25 мм. Плавление пород производилось в корундизовых тиглях в силитовых печах КО-14. Атмосфера в печах окислительная (воздушная). Время плавки при максимальной температуре 1350—1400° 3 часа. Качество провара контролировалось по «нити».

После плавления тигель с расплавом переносился на одну из заданных температур кристаллизации 1300, 1250, 1200, 1100, 1000 или 900° и вы-

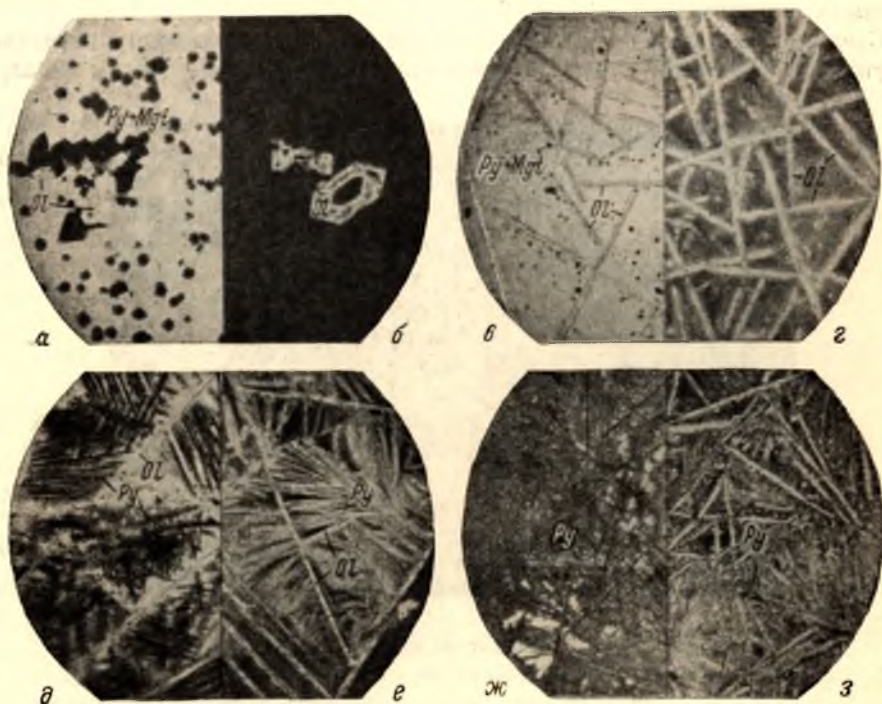


Рис. 2. Сопоставление структур искусственных камней и естественных пород. Без анализатора, увел. 20.

а — отливка, закристаллизованная при температуре 1300°; б — базальт из зоны закалки; в — отливка, закристаллизованная при температуре 1250°; г — пикритовый базальт из верхов покрова; д — отливка, закристаллизованная при температуре 1200°; е — пикритовый базальт из верхней части покрова; ж — отливка, закристаллизованная при температуре 1100°; з — пироксеновый базальт. Ol — оливин и псевдоморфозы тремолита по нему; Py — пироксен; Mgt — магнетит.

держивался при этой температуре 3 часа. Затем тигель с материалом извлекался из печи и охлаждался при комнатной температуре.

Сравнение химических составов исходной породы и стекла показывает, что растворение тигля в основном расплаве незначительно. Изменение состава стекла по сравнению с породой происходит главным образом за счет окисления двухвалентного железа до трехвалентного состояния. Обычно устанавливающееся весовое отношение  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  близко к 0.25.

Ниже приводится краткая характеристика отливок, закристаллизованных при указанных температурах, и сопоставление их с естественными породами. Все природные объекты, демонстрируемые в данной статье, являются в значительной степени измененными, оливин и стекло в них не сохраняются. Но поскольку замещение носит псевдоморфный характер, то все первичные составные части породы довольно легко диагностируются.



1300°. Образец состоит из стекла, единичных изометричной формы скелетных кристаллов оливина, а также магнетита, являющегося центром кристаллизации для сферокристаллов пироксена (рис. 2, а). Последние образовались, очевидно, при более низких температурах в процессе закалки на воздухе.

Аналогичный характер структуры и состава (рис. 2, б) наблюдается и в шлифе пикритового базальта из зоны закалки одного из покровов г. Голец (северо-западная оконечность кряжа Ветренный пояс).

Отличие пород из зон закалок от центральных частей покровов при их одинаковом химическом составе заключается в том, что в последних содержится больше вкрапленников оливина. Это, вероятно, объясняется существованием в центральных частях эффузивных тел в течение более продолжительного времени условий, благоприятных для кристаллизации оливина. По-видимому, при длительной выдержке (кристаллизации) расплава при температуре около 1300° можно получить полный структурный аналог исходного пикритового базальта.

1250°. Отливка имеет псевдоинтерсермальную структуру, которая отличается от интерсеральной тем, что в ней вместо лейст плагиоклаза развиты дендритные пластинки оливина размером до 1×1 см (рис. 2, в). Кроме оливина, присутствуют стекло, магнетит и сферокристаллы пироксена диаметром в сотые доли миллиметра, аналогичные предыдущей отливке.

Совершенно подобную структуру имеет и пикритовый базальт из верхней части одного из покровов горы Голец (рис. 2, г). Здесь пластинки оливина псевдоморфно замещены тонкозернистым агрегатом тремолита.

1200°. Структура закристаллизованного материала псевдоинтерсеральная (рис. 2, д). В отличие от предыдущего случая (рис. 2, в) здесь в интерстициях между пластинками оливина ( $-2V=88^\circ$ , двупреломление  $\approx 0.040$ , прямое погасание) широко развиты дендритные и очень редко идиоморфные кристаллы пироксена. Встречаются кристаллики магнетита и единичные лейсточки плагиоклаза, но сферокристаллы пироксена отсутствуют. По оптическим и рентгеноструктурным данным в отливке присутствуют как ромбический пироксен — бронзит ( $+2V=82^\circ$ , прямое погасание), так и моноклинный (авгит?) с косым погасанием, высоким двупреломлением и желтовато-буровой окраской в проходящем свете.

Аналогичные структуры довольно широко распространены в верхних частях покровов базальтов Ветренного пояса. Пластинчатый оливин псевдоморфно замещен тремолитом, а пироксен (пижонит-авгит) нередко сохраняется в виде иголок, образующих иногда веерообразную структуру (рис. 2, е).

1100°. Отливка почти целиком состоит из дендритных кристаллов моноклинного (по рентгеноструктурным данным) пироксена (рис. 2, ж). Присутствуют также магнетит и единичные пластинки оливина, встречающиеся лишь в основании отливки. Оливин образовался при более высокой температуре, которая сохранялась еще некоторое время в основании тигля после перенесения его с температуры 1350 на 1100°.

Близкой структурой и составом обладают пироксеновые базальты верхней части одного из покровов г. Голец (рис. 2, з).

1000 и 900°. При этих температурах структура отливок становится более мелкозернистой по сравнению с предыдущей. Кристаллическая фаза представлена моноклинным пироксеном и магнетитом. Стекло, как правило, отсутствует.

## Выводы

Резюмируя все вышеизложенное, можно констатировать, что при кристаллизации расплава пикритового базальта одного и того же химического состава при различных температурных режимах получены разные структуры и минеральный состав. Результаты этого опыта можно использовать для интерпретации генезиса структур эффузивов, так как они возникли при давлениях, близких к атмосферным и, следовательно, являются функцией термических условий. Приложение экспериментальных данных к базальтам Ветряного пояса показывает следующее:

1. Образование пикритовых базальтов с порфировой структурой происходило в условиях относительно длительного сохранения магмой температуры около  $1300^{\circ}$ . Эти породы слагают центральные части покровов.

2. Пикритовые базальты с псевдоинтерсертальной структурой формировались в условиях медленного охлаждения и нарастания вязкости магмы в интервале  $1250-1150^{\circ}$ . Реализация данного процесса происходила в шаровых лавах и верхних частях покровов.

3. Пироксеновые базальты могут возникнуть из магмы того же состава в случаях, когда ее охлаждение до температуры  $1150^{\circ}$  происходит очень быстро и оливин не успевает выкристаллизоваться. Подобные эффузивы встречаются в верхних частях дифференцированных тел.

4. На образование различных форм оливина в температурном интервале его кристаллизации, вероятно, главное влияние оказывают степень переохлаждения (Саратовкин, 1953) и вязкость расплава (Заварицкий, Соболев, 1961). При высокой температуре ( $\sim 1300^{\circ}$ ) в условиях малой вязкости вырастают изометричные кристаллы оливина. Резкое понижение температуры на  $50-100^{\circ}$  вызывает сильное переохлаждение расплава и повышает его вязкость. В этом случае оливин кристаллизуется в форме дендритных пластинок. Эти же процессы, по-видимому, способствуют и росту дендритных форм пироксена.

5. Использованная методика работы с некоторыми поправками за счет неполного соответствия химического состава магмы и отливок (различная степень окисления железа, отсутствие летучих в эксперименте) может быть применена для изучения ряда эффузивов как с целью получения их первичных структур и минерального состава, так и для определения термических условий кристаллизации покровов и их отдельных частей.

## ЛИТЕРАТУРА

Гинзбург А. С. 1953. Очерк истории развития экспериментальных исследований в области минералогии и петрографии в России. Тр. 4-го совещ. по эксперим. минер. и петрографии, вып. 2.

Дорофеев В. А., И. Е. Липовский, В. А. Мовлев. 1966. Структурно-минералогические особенности изделий из силикатных расплавов Донецкого камнелитейного завода. В кн.: Эксперимент в технической минералогии и петрографии, изд. «Наука», М.

Заварицкий А. Н., В. С. Соболев. 1961. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород, Госгеолтехиздат, М.

Куликов В. С. 1969. Вулканы края Ветренный пояс (юго-восток Балтийского щита). Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 3, изд. «Недра», М.

Половинкина Ю. И. 1966. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Изд. «Недра», М.

Саратовкин Д. Д. 1953. Дендритная кристаллизация, Металлургиздат, М.

Челищев Н. Ф., В. А. Кузнецов, Ю. П. Диков. 1963. Экспериментальное исследование процесса кристаллизации расплавов, отвечающих по составу основным горным породам. ДАН СССР, т. 152, № 3.



# О РЕНТГЕНОГРАММАХ И ИНФРАКРАСНЫХ СПЕКТРАХ ПОГЛОЩЕНИЯ ЖЕЛЕЗООКИСНЫХ АВГИТОВ

Железоокисные авгиты широко распространены в плавленных силикатных материалах, получаемых из горных пород и шлаков, а также встречаются среди породообразующих минералов.

С помощью диаграмм, предложенных А. И. Цветковым (1951), можно определять состав железоокисных авгитов по их оптическим свойствам.

Однако в ряде случаев (мелкозернистый материал, скелетные формы) точное определение оптических констант затруднено и становится необходимым применение таких методов, как например рентген и инфракрасная спектроскопия. Рентгеновской характеристике пироксенов посвящен целый ряд работ, обзор которых дан в статье И. В. Гинзбург и Г. А. Сидоренко (1964). Установлено, что возможна приблизительная оценка химического состава моноклинных пироксенов по особым линиям на дифрактограммах (Гинзбург и Сидоренко, 1964). Эти исследования касаются природных авгитов, которые содержат железо главным образом в закисной форме.

Целью данной работы явилось выявление возможности определения содержания железоокисных авгитов по рентгенограммам и инфракрасным спектрам. Исследованные авгиты были получены путем медленного охлаждения расплавов соответствующих составов (табл. 1), как это было описано А. И. Цветковым (1951). Составы рассчитывались на основе диопсида и силиката Чермака. Шихты составлялись из окислов марки ч. д. а. и мелко раздробленного кварца, очищенного от примеси металлического железа кипячением в соляной кислоте. Гомогенность расплавов проверялась измерением показателей преломления закаленных стекол.

Полученные отливки не были монокристаллическими: они состояли из моноклинного пироксена двух генераций, магнетита, небольшого количества волластонита, остаточного стекла. Пироксен 1-й генерации составляет около 90% материала, образуя гипидиоморфные зерна со слабо выраженной зональностью. Оптические свойства пироксена этой генерации представлены в табл. 2.

Пироксен 2-й генерации наблюдался в скелетных формах вокруг магнетита, образуя также включения в пироксене 1-й генерации. Показатели преломления этого пироксена удалось определить только для обр. 1

Таблица 1

Составы исходных смесей

Номера образцов	Мол. %		Вес. %			
	CaMgSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	CaFe <sub>2</sub> SiO <sub>6</sub>	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO
1	85	15	49.28	10.65	24.86	15.21
2	80	20	47.34	13.98	24.56	14.21
3	75	25	45.53	17.24	24.23	13.00
4	70	30	43.56	20.51	23.95	11.98
5	60	40	39.97	26.65	23.31	10.07
6	50	50	36.56	32.50	22.75	8.19

Таблица 2

Оптические свойства пироксена  
1-й генерации

Номера образцов	$n_g$	$n_p$	$n_g - n_p$	$c n_g$	$2V$
1	1.720	1.690	0.030	41	+60
2	1.753	1.723	0.030	46	+67
3	1.764	1.733	0.031	52	+75
4	1.772	1.740	0.032	56	+78
5	1.838	1.796	0.042	—	—
6	1.859	1.815	0.044	82	—

Примечание. Показатели преломления определялись в иммерсии.

( $Ng' = 1.760$ ,  $Np' = 1.728$ ,  $Ng - Np = 0.032$ ). Высокое двупреломление свидетельствует о принадлежности его к моноклинной сингонии. Для выделения мономинеральной фракции пироксена 1-й генерации материал отливки дробился до размера зерен  $< 0.05$  мм и подвергался магнитной сепарации. При этом отделялся магнетит вместе с пироксеном 2-й генерации. Остальные примеси разрушались химически по методике А. И. Цветкова (1954). Таким образом, было получено 6 мономинеральных фракций пироксенов, химический состав которых представлен в табл. 3.

Таблица 3

Состав образцов после очистки от примесей

Компоненты	Обр. 1	Обр. 2	Обр. 3	Обр. 4	Обр. 5	Обр. 6
Химический состав, вес. %						
SiO <sub>2</sub>	52.12	50.58	49.22	51.18	48.58	43.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.59	3.71	3.23	3.36	2.11	3.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.67	7.77	10.87	11.37	17.36	22.44
FeO	1.07	1.79	1.79	1.65	2.37	2.51
MgO	16.46	14.11	14.06	11.90	8.78	7.08
CaO	20.60	19.30	20.82	19.42	19.34	21.02
П. п. п.	Не опр.	2.49	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	100.51	99.75	99.99	98.88	98.54	99.11

Молекулярно-нормативный состав, мол. %

(Ca, Mg, Fe) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	78.97	73.24	73.11	64.92	55.80	53.11
CaFe <sub>2</sub> SiO <sub>6</sub>	7.12	11.24	15.52	16.30	26.1	32.15
CaAl <sub>2</sub> SiO <sub>6</sub>	7.57	8.32	7.05	7.60	5.20	6.64
SiO <sub>2</sub>	4.34	7.2	4.32	11.18	12.9	8.1

Примечание. Химические анализы выполнены в лаборатории Института геологии Карельского филиала АН СССР, аналитик Р. Ф. Сарафанова.

Не исключено попадание в пробы незначительных количеств магнетита и пироксена 2-й генерации. Нормативно-молекулярный расчет химического состава пироксенов показал, что они содержат избыток SiO<sub>2</sub>, который, вероятно, попал в материал из-за недостаточной очистки пироксенов от примесей. Нормативный состав пироксенов, полученный после исключения избытка SiO<sub>2</sub>, представлен в табл. 4 и на рис. 1.

Таблица 4

Нормативный состав пироксенов, мол. %

Номера образцов	(Ca, Mg, Fe) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	CaSiO <sub>3</sub>	MgSiO <sub>3</sub>	FeSiO <sub>3</sub>	CaFe <sub>2</sub> SiO <sub>6</sub>	CaAl <sub>2</sub> SiO <sub>6</sub>
1	82.63	41.1	57.0	1.9	9.52	7.85
2	78.85	41.1	55.1	3.8	12.10	9.05
3	76.39	42.3	54.9	3.8	16.25	7.36
4	73.10	43.5	52.8	3.7	18.36	8.54
5	64.05	46.0	46.9	7.1	29.94	6.01
6	57.80	49.1	43.3	7.6	34.98	7.22

Полученные пироксены не строго соответствуют ряду CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>—CaFe<sub>2</sub>SiO<sub>6</sub>, так как в них имеется примесь FeSiO<sub>3</sub>, MgSiO<sub>3</sub> и CaAl<sub>2</sub>SiO<sub>6</sub>.



(табл. 2, рис. 1). Однако содержание компонентов  $\text{FeSiO}_3$  и  $\text{MgSiO}_3$  от образца к образцу меняется мало, содержание минала  $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$  почти постоянно. В то же время содержание силиката Чермака  $\text{CaFe}_2\text{SiO}_6$  закономерно и значительно увеличивается от обр. 1 к обр. Это позволило объяснять изменения дифрактограмм и инфракрасных спектров авгитов различным содержанием железистой молекулы Чермака.

Рентгеновское исследование. Дифрактограммы снимались на аппарате УРС-50-И с медным излучением, отфильтрованным через никель. Несмотря на значительные различия химического состава, структура полученных авгитов меняется мало, что выражается в большом сходстве их дифрактограмм (рис. 2). Структура железистоокисных авгитов сходна со структурой диопсида. Некоторые различия дифрактограмм наблюдаются в области углов 17—18, 32—33, 35—36° (табл. 5, рис. 2).

При увеличении железистости пироксена максимумы 1 и 2 постепенно смещаются в область меньших углов. Для обр. 1—4 эти изменения лежат в пределах точности рентгеновского метода, для отличия обр. 5 и 6 от обр. 1—4 они могут служить диагностическим признаком.

Характерным для образцов с высоким содержанием железа (обр. 5, 6) является резкое изменение интенсивности рефлексов 3.21, 2.556 и 1.620. Кроме того, на дифрактограммах этих образцов появляется дополнительный максимум 1.305 (1.303).

Таблица 5

Характеристика диагностических линий рентгенограмм (в Å)

Номера участков	Обр. 1	Обр. 2	Обр. 3	Обр. 4	Обр. 5	Обр. 6
1	2.499	2.505	2.505	2.510	2.521	2.526
2	1.416	1.418	1.420	1.421	1.429	1.431
3	—	—	—	—	1.305	1.303

Таблица 6

Зависимость  $I_{635}/I_{670}$  от содержания  $\text{CaFe}_2\text{SiO}_6$  (мол. %) в авгите

Номера образцов	$\text{CaFe}_2\text{SiO}_6$	$I_{635}$	$I_{670}$	$I_{635}/I_{670}$
Di	—	46	29	1.58
1	9.52	44	32	1.38
2	12.10	35	28	1.25
3	16.25	43	37	1.16
4	18.36	44	39	1.13
5	29.94	38	41	0.93
6	34.98	40	49	0.82

Таким образом, на дифрактограммах отражаются лишь значительные различия химического состава авгитов, составляющие не менее 10 мол. %  $\text{CaFe}_2\text{SiO}_6$ .

Инфракрасная спектроскопия. Спектры поглощения исследуемых образцов получены на спектрофотометре UR-10 в области

400—1400  $\text{см}^{-1}$ . Образцы для фотометрирования готовились следующим образом. Навеска 0.8 мг растиралась в агатовой ступке в течение 2 мин., затем смешивалась со 100 г дважды перекристаллизованного сухого КВг и растиралась еще в течение 2 мин. Тонкоизмельченная смесь помещалась в вакуумную прессформу, воздух откачивался до давления порядка

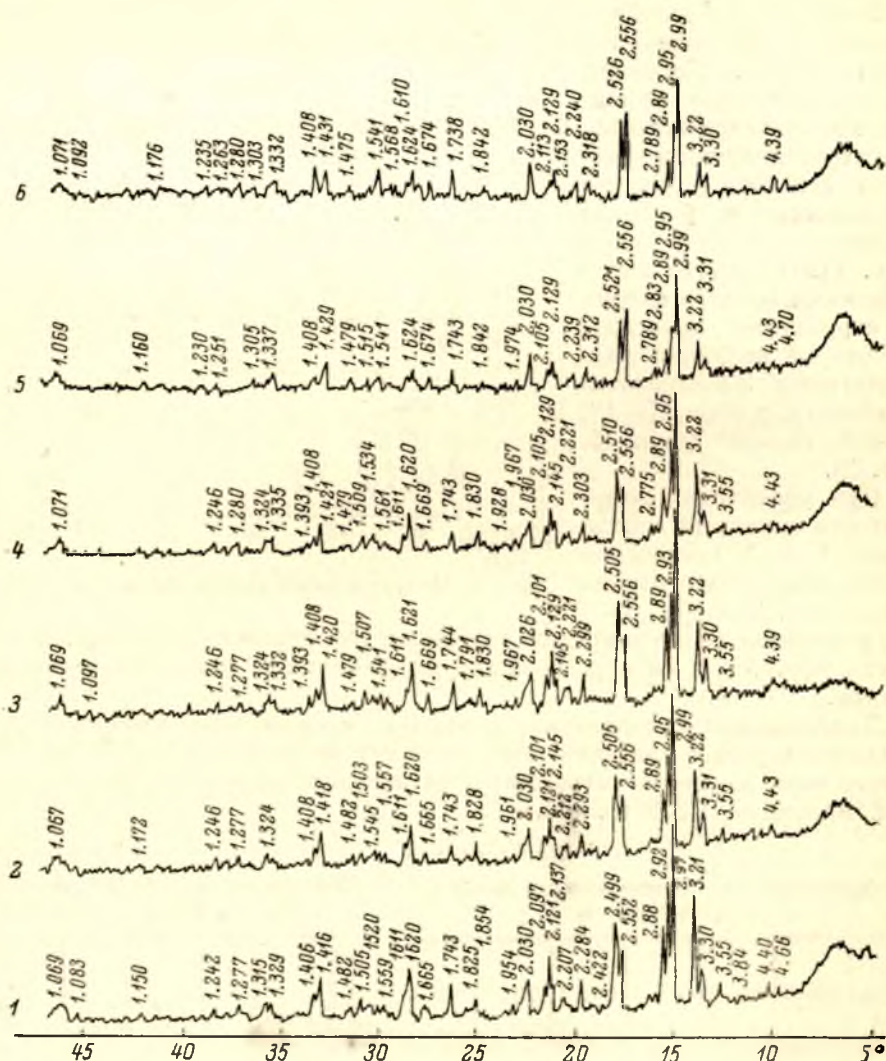


Рис. 2. Дифрактограммы авгитов.

$1 \cdot 10^{-2}$  мм рт. ст., и образец прессовался в течение 5 мин. при давлении 900  $\text{кГ/см}^2$ .

Полученные спектры близки к диопсиду (рис. 3). Основные максимумы поглощения 410, 485, 515, 635, 670, 880, 925, 975, 1080  $\text{см}^{-1}$  не меняют своего положения.

Меняется относительная интенсивность максимумов 635, 670, 710, 770  $\text{см}^{-1}$ . С увеличением содержания составляющей  $\text{CaFe}_2\text{SiO}_6$  интенсивность максимума 635  $\text{см}^{-1}$  меняется мало, а максимумов 670, 710, 770  $\text{см}^{-1}$  — увеличивается. Для количественной оценки железистости пироксенов



можно использовать отношение интенсивностей полос поглощения 635/670, 635/710, 635/770  $\text{см}^{-1}$ . Мы выбрали отношение  $I_{635}/I_{670}$  (табл. 6, рис. 4).

По полученной кривой (рис. 4) можно определить содержание составляющей  $\text{CaFe}_2\text{SiO}_6$  в авгите. Этот

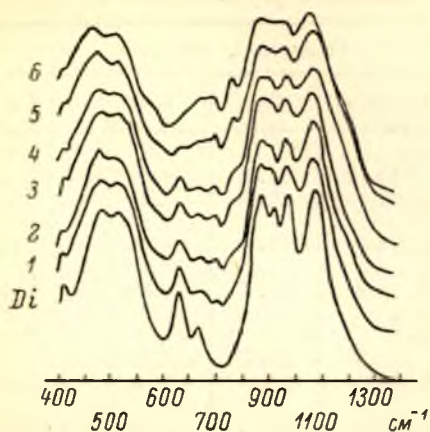


Рис. 3. Инфракрасные спектры поглощения авгитов.

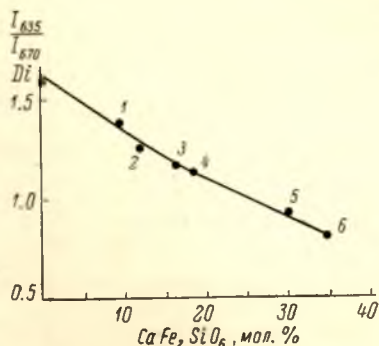


Рис. 4. Зависимость отношения интенсивностей максимумов 635  $\text{см}^{-1}$  и 670  $\text{см}^{-1}$  от содержания  $\text{CaFe}_2\text{SiO}_6$  в авгите.

метод был применен нами для оценки железистости авгитов, кристаллизующихся из стекол системы  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 - \text{CaFe}_2\text{SiO}_6$  в скелетных и мелкозернистых формах, и дал положительные результаты.

### Выводы

1. Исследование рентгенограмм и инфракрасных спектров железисто-окисных авгитов показало, что последние в основном имеют структуру диоксида.

2. Метод инфракрасной спектроскопии более чувствителен к изменению железистости авгитов, чем рентгеновский, и может служить для оценки железистости авгитов исследованного ряда.

### ЛИТЕРАТУРА

- Гинзбург И. В., Г. А. Сидоренко. 1964. Некоторые особенности кристаллохимии пироксенов, выявленные при их диагностике по дебаграммам. Тр. Минер. музея, вып. 15.
- Цветков А. И. 1951. Изоморфные замещения в группе бесцелочных пироксенов. Тр. Инст. геол. наук, вып. 138, петрограф. серия, № 41.

Г. А. Рашин, Г. А. Лебедева

### О РОЛИ ЖЕЛЕЗА ПРИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГНЕТИТА И ПИРОКСЕНА В СТЕКЛАХ ОСНОВНОГО СОСТАВА

В силикатном расплаве основного состава железо проявляется в двух валентных формах и участвует в построении минералов, относящихся к различным классам: главным образом к силикатам (пироксены,

Составы в системе Ab—An—Di с добавкой  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ , вес. %

Но- мера соста- вов	Минералогический состав	Химический состав					
		$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	CaO	MgO	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$
10	32An+68Di	51.66	11.72	24.04	12.58	—	—
11	90% (32An+68Di) + +10% $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$	50.78	10.55	21.64	11.32	—	5.71
12	80 (32An+68Di) + +20% $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$	49.91	9.38	19.23	10.06	—	11.42
13	70% (32An+68Di) + +30% $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$	49.03	8.20	16.83	8.81	—	17.13
14	42An+58Di	50.43	15.38	23.46	10.73	—	—
15	90% (42An+58Di) + +10% $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$	49.68	13.84	21.11	9.66	—	5.71
16	80% (42An+58Di) + +20% $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$	48.93	12.30	18.77	8.58	—	11.42
17	70% (42An+58Di) + +30% $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$	48.17	10.77	16.42	7.51	—	17.13
17a	70% (10Ab+40An+50Di) + +30% $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$	40.26	11.61	14.69	6.48	0.83	17.13
18	52An+48Di	49.20	19.04	22.88	8.88	—	—
19	90% (52An+48Di) + +10% $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$	48.57	17.14	20.59	7.99	—	5.71
20	80% (52An+48Di) + +20% $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$	47.94	15.23	18.30	7.11	—	11.42
21	70% (52An+48Di) + +30% $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$	47.31	13.33	16.01	6.22	—	17.13
22	20% Ab+26An+54Di	55.03	13.40	19.22	9.99	2.36	—
23	90% (20Ab+26An+54Di) + +10% $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$	53.82	12.06	17.30	8.99	2.12	5.71
24	80% (20Ab+26An+54Di) + +20% $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$	52.6	10.72	15.38	7.99	1.89	11.42
25	70% (20Ab+26An+54Di) + +30% $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$	51.39	9.38	13.45	6.99	1.65	17.13
26	20Ab+36An+44Di	53.80	17.06	18.64	8.14	2.36	—
27	90% (20Ab+36An+44Di) + +10% $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$	52.71	15.35	16.78	7.33	2.12	5.71
27a	85% (20Ab+36An+44Di) + +15% $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$	52.16	14.50	15.85	6.92	2.00	8.57
28	80% (20Ab+36An+44Di) + +20% $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$	51.62	13.65	14.91	6.51	1.89	11.42
28a	75% (20Ab+36An+44Di) + +25% $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$	51.07	12.80	13.98	6.10	1.77	14.28
29	70% (20Ab+36An+44Di) + +30% $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$	50.53	11.94	13.05	5.70	1.65	17.13
30	20Ab+46An+34Di	52.57	20.73	18.05	6.29	2.36	—
31	90% (20Ab+46An+34Di) + +10% $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$	51.60	18.67	16.24	5.66	2.12	5.71
32	80% (20Ab+46An+34Di) + +20% $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$	50.64	16.58	14.44	5.03	1.89	11.42
33	70% (20Ab+46An+34Di) + +30% $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$	49.67	14.51	12.64	4.40	1.65	17.13
34	40Ab+16An+44Di	58.90	13.62	14.62	8.14	4.72	—
35	90% (40Ab+16An+44Di) + +10% $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$	57.30	12.26	13.16	7.33	4.24	5.71



Таблица 1 (продолжение)

Но- мера соста- вов	Минералогический состав	Химический состав					
		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
35а	85% (40Ab+16An+44Di) + +15% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·2SiO <sub>2</sub>	56.49	11.58	12.43	6.92	4.01	8.57
36	80% (40Ab+16An+44Di) + +20% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·2SiO <sub>2</sub>	55.70	10.89	11.70	6.51	3.78	11.42
36а	75% (40Ab+16An+44Di) + +25% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·2SiO <sub>2</sub>	54.90	10.22	10.96	6.10	3.54	14.28
37	70% (40Ab+16An+44Di) + +30% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·2SiO <sub>2</sub>	54.10	9.33	10.24	5.70	3.30	17.13
38	40Ab+26An+34Di	57.67	17.28	14.04	6.29	4.72	—
39	90% (40Ab+26An+34Di) + +10% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·2SiO <sub>2</sub>	56.19	15.55	12.64	5.66	4.25	5.71
39а	85% (40Ab+26An+34Di) + +15% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·2SiO <sub>2</sub>	55.25	14.69	11.93	5.55	4.01	8.57
40	80% (40Ab+26An+34Di) + +20% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·2SiO <sub>2</sub>	54.72	13.82	11.23	5.03	3.78	11.42
41	70% (40Ab+26An+34Di) + +30% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·2SiO <sub>2</sub>	53.24	12.1	9.83	4.40	3.30	17.13
42	40Ab+36An+24Di	56.54	20.84	13.46	4.44	4.72	—
43	90% (40Ab+36An+24Di) + +10% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·2SiO <sub>2</sub>	55.18	18.76	32.11	3.99	4.25	5.71
43а	85% (40Ab+36An+24Di) + +15% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·2SiO <sub>2</sub>	54.49	17.71	11.44	3.78	4.01	8.57
44	80% (40Ab+36An+24Di) + +20% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·2SiO <sub>2</sub>	53.81	16.67	10.77	3.55	3.78	11.42
45	70% (40Ab+36An+24Di) + +30% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·2SiO <sub>2</sub>	52.45	14.59	9.42	3.11	3.30	17.13

оливины) и окислам (магнетит, гематит). При этом проявляется геометрическая и энергетическая неравноценность двух- и трехвалентного железа. Так, Fe<sup>2+</sup>, близкий по ионному радиусу к Mg<sup>2+</sup> (Fe<sup>2+</sup> — 0.83 Å, Mg<sup>2+</sup> — 0.78 Å) может неограниченно замещать его в оливинах, FeSiO<sub>3</sub> входит в ромбические пироксены (до 90 вес. %) моноклинные пироксены (до 80 вес. %) (Дир и др., 1965); Fe<sup>3+</sup>, обладающий меньшим ионным радиусом (0.67 Å), не участвует в построении оливинов и ромбических пироксенов, а в моноклинные пироксены входит в виде компонента Чермака CaFe<sub>2</sub>SiO<sub>6</sub>, проявляясь как в шестерной, так и четверной координациях (Цветков, 1951). По данным Кёнига (Königa, 1960), в форме, не компенсированной кальцием, FeO может составлять лишь 5 мол. % диопсида. В силикатном расплаве железо является после кремния наиболее сильным катионом, способным концентрировать с ним за связь с кислородом. Благодаря этому железо образует в расплаве железокислородные группировки, выделяясь при кристаллизации в виде окислов.

В настоящее время установлено, что характер распределения железа между силикатами и окислами зависит от степени равновесности процесса минералообразования. Так, в ультраосновных и основных эффузивных породах и технических камнях, полученных при кристаллизации расплавов, часто наблюдается обогащение оливинов и пироксенов магnezийной составляющей и выделение избытка железа в виде магнетита (Рашин, 1965).

Большая неравновесность (кристаллизация расплава при низких температурах, кристаллизация стекол) способствует меньшей дифференциации камнеобразующих окислов и проявлению как двух-, так и трехвалент-

ного железа в пироксене (Рашин, 1961). Однако характер распределения железа между силикатами и окислами в зависимости от химического состава расплава не изучался.

Данная работа проводилась с целью выяснения порядка кристаллизации фаз и распределения железа между минералами различных классов в стеклах основного состава.

П о с т а н о в к а э к с п е р и м е н т а. За основу были взяты 10 составов в системе  $Ab-An-Di$ , (рис. 1) лежащие на эвтектической линии, а также близ нее в поле диопсида и плагиоклаза. В качестве четвертого компонента добавлялся комплекс  $Fe_2O_3 \cdot 2SiO_2$  от 10 до 30 вес.%. Добавка железа вместе с эквивалентным количеством  $SiO_2$  дает возможность получать расплавы с различным содержанием железа при близких значениях кислотности (табл. 1). Шихты готовились из окислов марки ч. д. а., плавилась в атмосфере воздуха в корундовых тиглях при  $1350^\circ$  в течение 3—4 час. Стекла получались путем закалки расплава на воздухе.

Рис. 1. Исходные составы в системе  $Ab-An-Di$ .

Фазовый состав материалов изучался под микроскопом, рентгенографически, путем измерения магнитной восприимчивости, плотности.

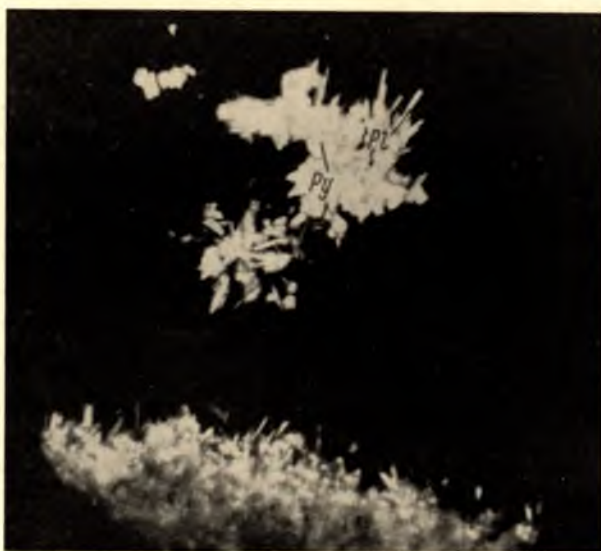


Рис. 2. Кристаллизация по типу I. Пироксен и плагиоклаз в стекле. Николи скрещены, увел. 100.

Стекла кристаллизовались при температуре  $600-1100^\circ$  с интервалом  $50-100^\circ$  и выдержкой при каждой температуре 1 час. Отношение  $\frac{FeO}{Fe_2O_3}$  в закаленных стеклах растет с повышением общего содержания железа от 0.15 до 0.30. По характеру кристаллизации «снизу» все составы можно разделить на 4 группы:



I. Кристаллизация начинается с поверхности при температуре 900—1000°. При дальнейшем повышении температуры в стекле появляются отдельные сферолиты. При температуре 1100—1150° в стекле присутствуют две кристаллические фазы: моноклинный пироксен и плагиоклаз (рис. 2; рис. 5, I). Магнетит либо не выделяется совсем, либо кристаллизуется при температуре 1100—1150° в результате распада твердых растворов на основе пироксена. В последнем случае магнетит фиксируется по изменению магнитной восприимчивости и наблюдается в шлифах.

II. Кристаллизация начинается при температуре 900°—1000°. Первой кристаллизуется одна из силикатных фаз (моноклинный пироксен

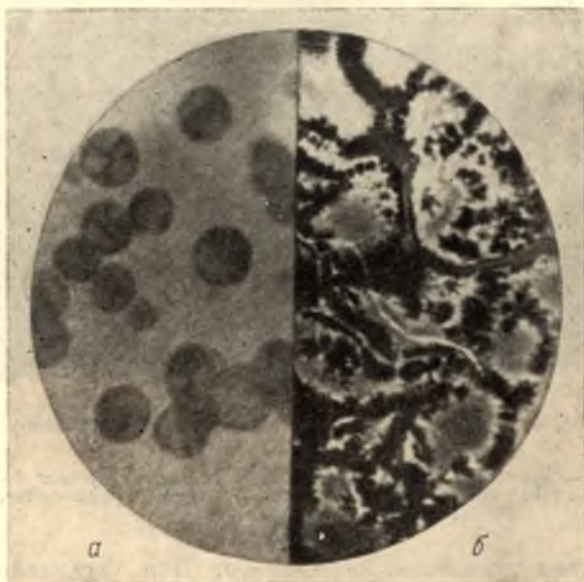


Рис. 3. Кристаллизация по типу II. Без анализатора, увел. 50.

а — при 900°, в стекле сферолиты пироксена; б — при 1100°, кристаллизация магнетита.

или плагиоклаз) в зависимости от положения точки исходного состава в системе Ab—An—Di. Кристаллизуются поверхностные участки и по объему стекла образуются отдельные сферолиты. Затем кристаллизуется вторая силикатная фаза и магнетит, которые выделяются как между ранее образовавшимися сферолитами, так и внутри них (рис. 3, рис. 5, II).

III. Кристаллизация начинается при температуре 850—900°. Одновременно кристаллизуется моноклинный пироксен и магнетит, образующие тонкокристаллическую структуру материала (рис. 4). При температуре 1000—1100° начинается кристаллизация плагиоклаза и  $\beta$ -кристобалита<sup>1</sup>; кристобалит выделяется за счет избытка  $\text{SiO}_2$ , образующегося в стекле при выделении магнетита (рис. 4, рис. 5, III).

IV. Первым кристаллизуется магнетит. Он выделяется либо при закалке стекла, либо при температуре 600—750°, фиксируется только по изменению магнитной восприимчивости, не виден в шлифе, не всегда устанавливается рентгенографически. При температуре 800—850° к нему

<sup>1</sup>  $\beta$ -кристобалит определялся по дифрактограммам.

присоединяется пироксен. При температуре 1100° кристаллизуется плагиоклаз и  $\beta$ -кristобалит (рис. 5, IV).

Причиной различного характера кристаллизации является, по-видимому, неодинаковое соотношение количества магнетита и силикатных фаз. В исследованных стеклах преобладает окисная форма железа, участие которой в построении пироксенов при отсутствии избытка CaO по срав-



Рис. 4. Кристаллизация по типу II. Без анализатора, увел. 50.

*a* — при 900°, кристаллизация магнетита и пироксена; *б* — при 1100°, кристаллизация пироксена, магнетита, кристобалита.

нению с составом диопсидов ограничено. Для установления пределов вхождения  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в пироксен ряд составов был пересчитан на составляющие Ab, An, Di,  $\text{FeSiO}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ; Di,  $\text{FeSiO}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  объединялись в пироксен и подсчитывалось содержание в нем  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (табл. 2).

Таблица 2

Расчетное содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в пироксенах

Номера составов	$\text{Fe}_2\text{O}_3$ в пироксене, мол. %	Тип кристаллизации	Номера составов	$\text{Fe}_2\text{O}_3$ в пироксене, мол. %	Тип кристаллизации
11	4.9	I	27	7.4	I
12	10.0	II	27a	11.0	III
15	6.0	I	31	9.6	II
16	11.9	III	35	7.0	I
19	6.9	I	35a	11.0	III
20	13.0	III	39	9.3	II
23	6.0	I	39a	13.0	III—IV
24	12.0	III—IV	43	12.5	III—IV

Из табл. 2 видно, что предел содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в пироксене составляет около 8—9 мол. %. Бóльшее количество  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  не усваивается пироксеном и при кристаллизации входит в магнетит.

По данным, полученным нами, в пироксенах системы  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — $\text{CaFe}_2\text{SiO}_6$ , кристаллизовавшихся в атмосфере воздуха, атомное отно-



шение  $\frac{\text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_5} \approx 0.2$ . Если принять за  $x$  атомное количество  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в пироксене, то количество  $\text{FeSiO}_3$  в пироксене составит  $0.2 x \cdot 2$ . Приняв

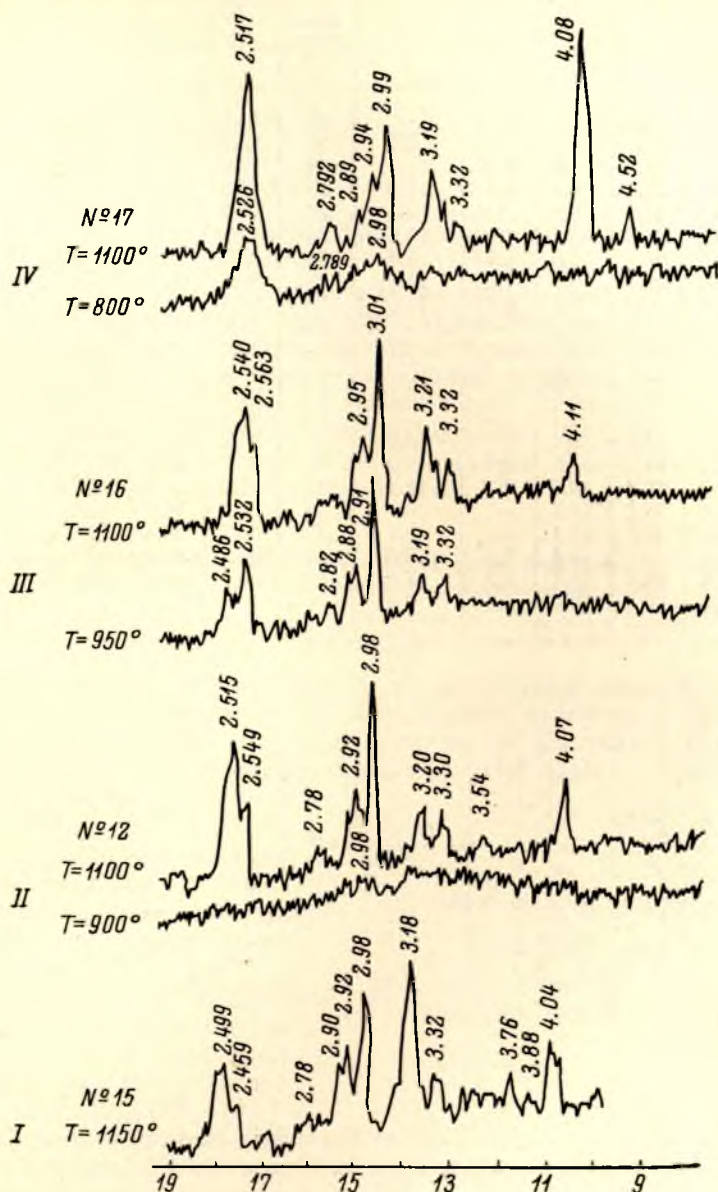


Рис. 5. Дифрактограммы материалов с различным типом кристаллизации. Излучение  $\text{Cu}_{K\alpha}$ .

предельное содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в пироксене за 9 мол.%, составляем уравнение

$$\frac{x}{\text{CaSiO}_3 (\text{мол. кол-во}) + \text{MgSiO}_3 (\text{мол. кол-во}) + 0.2x \cdot 2 + x} = 0.09.$$

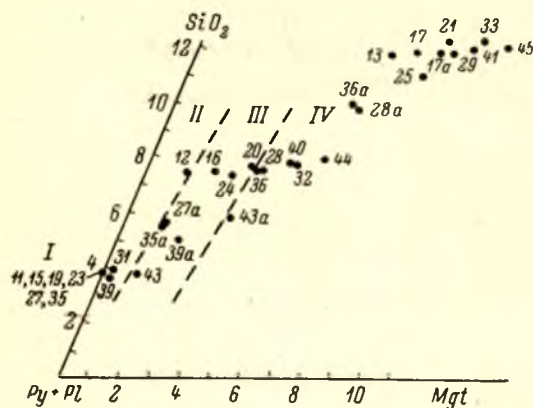
Решая уравнение, находим  $x \approx 0.1$  ( $\text{CaSiO}_3 + \text{MgSiO}_3$ ).

Т а б л и ц а 3

Расчетно-нормативный состав расплавов мол. %

Но- мера соста- вов	Ab	An	Py	Mgt	SiO <sub>2</sub>	Но- мера соста- вов	Ab	An	Py	Mgt	SiO <sub>2</sub>
10	—	31.4	68.6	—	—	29	15.7	26.2	37.6	8.6	11.9
11	—	28.8	67.5	—	3.7	30	20.7	45.1	34.2	—	—
12	—	26.3	64.9	1.4	7.4	31	19.0	41.5	35.4	0.3	3.8
13	—	23.4	58.3	6.5	11.8	32	17.6	37.6	32.4	4.8	7.6
14	—	41.4	58.6	—	—	33	15.2	33.8	29.1	9.5	12.4
15	—	37.8	58.4	—	3.8	34	40.9	15.3	43.8	—	—
16	—	34.7	55.6	2.3	7.4	35	37.4	14.5	44.4	—	3.7
17	—	30.8	50.0	7.3	11.9	35a	36.1	13.6	43.5	1.4	5.4
17a	7.6	29.4	43.0	8.9	11.9	36	34.4	12.9	41.6	3.7	7.4
18	—	51.2	48.8	—	—	36a	31.9	12.7	39.2	6.2	10.0
19	—	47.2	49.1	—	3.7	37	30.6	11.6	37.2	8.5	12.1
20	—	42.7	46.2	3.4	7.7	38	40.7	25.8	34.5	—	—
21	—	38.2	41.3	8.3	12.2	39	38.0	23.2	35.0	3.0	3.5
22	20.6	25.3	54.1	—	—	39a	36.0	22.0	35.0	2.0	5.0
23	18.8	23.6	53.9	—	3.7	40	34.4	20.8	32.2	4.8	7.8
24	17.5	21.0	51.5	2.8	7.2	41	30.7	19.1	28.7	9.4	12.1
25	15.7	19.0	46.5	7.7	11.1	42	41.2	34.8	24.0	—	—
26	20.6	35.2	44.2	—	—	43	38.1	31.8	25.2	1.2	3.7
27	18.9	32.3	45.1	—	3.7	43a	36.3	30.4	24.0	3.5	5.8
27a	18.0	30.9	44.1	1.4	5.6	44	34.4	29.1	22.9	5.7	7.9
28	17.6	29.1	42.1	3.8	7.4	45	30.0	26.0	20.4	10.6	12.4
28a	16.4	27.8	39.8	6.1	9.9						

Таким образом, количество  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в пироксене зависит от расчетного содержания в расплаве диопсидовой составляющей. Исследованные составы были рассчитаны на составляющие Ab, An, Py ( $\text{CaSiO}_3$ ,  $\text{MgSiO}_3$ ,  $\text{FeSiO}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), Mgt,  $\text{SiO}_2$  с учетом ограниченного вхождения  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в пироксен (9 мол. %). Избыток  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{FeO}$ , оставшихся после расчета пироксена, объединялись в магнетит (табл. 3). В расчетный магнетит включался также и гематит.

Рис. 6. Диаграмма (Py+Pl)—Mgt—SiO<sub>2</sub>.

Результаты пересчета нанесены на треугольную диаграмму (Py+Pl), Mgt,  $\text{SiO}_2$  (рис. 6). Составы с I типом кристаллизации лежат на стороне (Py+Pl)— $\text{SiO}_2$ , составы, кристаллизующиеся по типу II, содержат до 1.5 мол. % расчетного магнетита, по III типу—1.5—3 мол. % и типу IV—выше 3.5 мол. % магнетита.

К сожалению, в данной работе не удалось определить состав пироксенов по их оптическим свойствам из-за тонкозернистого и сферолитового характера кристаллизации.

Для оценки состава пироксенов можно воспользоваться измерением показателей преломления остаточного стекла на начальных стадиях кристаллизации (табл. 4).

Для составов, кристаллизующихся по типу I, характерно уменьшение показателя преломления остаточного стекла по сравнению с исходным,



Таблица 4

## Показатели преломления остаточного стекла

Номера составов	$n_D$ исходного стекла	$n_D$ остаточного стекла	Тип кристаллизации
15	1.592	1.582	I
23	1.575	1.565—1.568	I
35	1.559	1.547	I
12	1.611	1.620	II

очевидно, в результате того, что стекло обедняется кальцием, магнием и железом, входящими в пироксен.

Возрастание показателя преломления стекла у состава 12 (тип II), по-видимому, объясняется тем, что содержание железа в пироксене меньше чем в исходном стекле, за счет чего остаточное стекло обогащается железом.

По данным, полученным при исследовании кристаллизации камне-линейных расплавов, несмотря на значительные различия химических составов по содержанию железа, пироксены имеют близкие оптические характеристики (табл. 5); это также свидетельствует об ограниченных возможностях вхождения железа в пироксены.

Таблица 5

## Показатели преломления пироксенов в технических силикатных камнях

Объект исследования	Содержание $Fe_2O_3$ в расплаве, вес. %	Показатель преломления пироксена ( $\pm 0.001$ )	
		$n_g$	$n_p$
Отливка из горнблендита	15.7	1.712	1.687
Отливка из горнблендита с добавкой глины	17.2	1.722	1.696
	20.2	1.718	1.692
Отливка из смеси осадочных горных пород	9.2	1.719	1.694
	10.2	1.722	1.695
	15.3	1.718	1.694
Базальтовое литье	16.5	1.714	1.692
Синтетическое литье	10.9	1.710—1.685	
Отливка из оливнинового базальта	17.0	1.725	1.702
Отливка из зольного шлака с добавкой доломита	13.4	1.720	1.680
Литье из шлака выплавки никеля и меди	28.5	1.728	1.706
	23.3	1.722	1.696

## Выводы

В условиях окислительной атмосферы в стеклах основного состава существует ограниченная возможность вхождения окиси железа в пироксены.

Порядок кристаллизации магнетита и силикатных фаз определяется их количественными соотношениями в нормативном составе расплава. В том случае, когда пироксен или плагиоклаз выделяется первым, из-за их ограниченной способности к образованию центров кристаллизации наблюдается поверхностная кристаллизация и образование отдельных редких сферолитов в массе стекла.

При одновременной кристаллизации пироксена и магнетита либо при первичной кристаллизации магнетита образуются очень тонкие стекло-кристаллические материалы благодаря наличию большого числа центров кристаллизации, образованных магнетитом. Очевидно, что для получения

изделий из маложелезистых стекол основного состава, где все железо входит в пироксен, необходимо введение нуклеаторов. Из стекла с одно-временным или более ранним выделением магнетита возможно получение стеклокристаллических материалов без введения минерализаторов, роль которых выполняют новообразования магнетита.

#### ЛИТЕРАТУРА

Дир У. А., Р. А. Хаун, Дж. Зусман. 1965. Породообразующие минералы. Т. 2, изд. «Мир», М.

Рашин Г. А. 1961. К вопросу об особой роли железа при кристаллизации силикатных расплавов в неравновесных условиях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11.

Рашин Г. А. 1965. О неравноценности двухвалентных магния и железа при образовании оливинов из силикатных расплавов. Зап. Всесоюзн. минер. общ., ч. ХСIV, вып. 2.

Цветков О. О. 1951. Изоморфные замещения в группе бесщелочных пироксенов. Тр. Инст. геол. наук, вып. 138 (№ 41).

König G. 1960. Beitrag zur Mineralogie und Petrographie. Bd. 7, Hf. 6.

---

**В. Я. Волочаев**

#### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОТНОСИТЕЛЬНОГО ВОЗРАСТА ГОРНЫХ ПОРОД ПО ЗНАЧЕНИЯМ ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

В работах Д. С. Белянкина (1927, 1937, 1944, и др.) развивалось представление об эволюционном изменении полевых шпатов во времени и рассматривалось их фаціальное значение. Обобщение накопленных данных позволило ему сделать вывод, что распределение полевых шпатов с отличающимися оптическими свойствами связано с различным возрастом горных пород. Это представление сформулировано в работе В. П. Петрова (1955, стр. 80—81): «не температура, а какая-то другая, пока не ясная причина приводит к появлению различий в полевых шпатах. Различия эти в известной мере близки к тем, которые имеются между кайнотипными эффузивными и их палеотипными разностями, поскольку, чем древнее породы, тем сильнее они (*различия*, — В. В.) сказываются и тем больше входящий в состав породы калиевый полевой шпат приближается к типичному микроклину».

Исследование плагиоклазов А. Кёлером (Köhler, 1941), А. С. Марфуниным (1962) и др. позволило распространить представления Д. С. Белянкина, развитые применительно к калинатовым полевым шпатам, на плагиоклазы. А. С. Марфунин (1962) изменение оптических свойств плагиоклазов связывает с изменением их состава и степенью упорядоченности. При этом представляется, что упорядоченная фаза обладает минимумом свободной энергии и находится в состоянии устойчивого равновесия. Неупорядоченная фаза обладает максимумом свободной энергии.

Из теории диэлектриков (Богородицкий и др., 1965) известно, что диэлектрическая проницаемость ионных кристаллов связана с его показателями преломления, плотностью и частотой колебания ионов, т. е. имеется взаимосвязь между оптическими и электрическими свойствами кристаллов. Можно предположить, что и в полевых шпатах имеется аналогичная связь, но она более сложная и менее изученная.



Такубо (Takubo, 1951), изучая зависимость между составом и диэлектрической проницаемостью плагиоклаза, по-видимому, молодых образований, вывел следующую формулу этой зависимости:

$$\epsilon = A + 0.0241x + 0.00007x^2,$$

где  $\epsilon$  — диэлектрическая проницаемость плагиоклаза;  $A$  — диэлектрическая проницаемость альбита, по Такубо  $A=5.473$ ;  $x$  — номер плагиоклаза. Из этой формулы видно, что если известно  $\epsilon$  и  $x$ , то можно рассчитать значение диэлектрической проницаемости альбита.

Покалов В. Т. (1957) указывает, что по диэлектрической проницаемости кварца ему удалось установить три стадии оруденения на одном из месторождений молибдена в Забайкалье. К аналогичным выводам пришли и некоторые другие исследователи. Е. В. Рожковой и К. С. Ершовой (1961) установлено различие диэлектрической проницаемости доломита различных генетических типов (осадочного и жильного), хотя рентгенографическое исследование этих образцов дает совершенно идентичную дифракционную картину. Таким образом, по значениям диэлектрической проницаемости минералов можно решать некоторые геологические вопросы, в частности, выделять стадии минерализации.

Нами были проведены определения диэлектрической проницаемости калишпатов и плагиоклазов по методу Больцмана-Биллитцера (Рожкова, Проскуровский, 1957). Для определения диэлектрической проницаемости отбирались зерна минералов размером от 0.1 до 0.25 мм под бинокулярной лупой. Материалом для анализа послужили образцы из гнейсов беломорского комплекса архейского возраста (плагиоклазы №№ 25—35) и прорывающих их пегматитов (плагиоклаз №№ 17—18) Северной Карелии, из плагиомикроклиновых гранитов протерозойского возраста и даек гранит-порфиров, прорывающих эти граниты (район Приладожья), а также из верхнепалеозойских гранитов района Садонского рудника, Кавказ (табл. 1). Кроме того, определялась диэлектрическая проницаемость

Т а б л и ц а 1

Диэлектрическая проницаемость  $\epsilon$  полевых шпатов из горных пород различного возраста

	Гнейсы Чупы	Пегматиты Чупы	Гранит Прила- дожья	Дайка гранит- порфира Прила- дожья	Гранит Кавказа
Измеренная $\epsilon$ плагио- клаза . . . . .	2.9—3.0	3.4—3.5	—	—	6.2—6.5
Номер плагиоклаза . .	25—35	15—18	—	—	18—20
Рассчитанная $\epsilon$ альбита	2.2	3.1	—	—	5.7—6.0
$\epsilon$ калиевого шпата . . .	—	—	2.8—2.9	3.2—3.3	5.0—5.1

П р и м е ч а н и е. Калиевые полевые шпаты из колл. Р. А. Хазова (район Приладожья) и колл. Покалова (Кавказ).

плагиоклазов из гранитов различного возраста Кольского полуострова (табл. 2). Все образцы отобраны из неизмененных горных пород с целью исключения влияния наложенных процессов.

Номер плагиоклаза определялся по показателю преломления тех же зерен, по которым производилось определение и диэлектрической проницаемости. Значения диэлектрической проницаемости альбита рассчитаны по вышеуказанной формуле Такубо. Пересчет был произведен с целью исключения из диэлектрической проницаемости плагиоклаза

Таблица 2

**Диэлектрическая проницаемость  $\epsilon$  плагиоклаза различных гранитов  
Кольского полуострова**

	2/57	18-Д	2-В	8-В	5-В	10/60
Измеренная $\epsilon$ плагио- клаза . . . . .	2.9	2.8	2.8	2.7	2.7	2.6
Номер плагиоклаза . . .	3	8	23—35	21—22	27—28	27
Расчитанная $\epsilon$ альбита	2.9	2.6	2.2	2.2	2.1	2.0

Примечание. Обр. 2/57 — из молодых гранитов Западных Кейв; обр. 18-Д — из молодых гранитов Юовоайвского массива; обр. 2-В, 8-В, 5-В — из плутонов Западной Липы губы Ара; возраст этих плутонов равен 1650 млн лет; обр. 10/60 — из гранита р. Вороньей; возраст, определенный калий-аргоновым методом, равен 3400 млн лет, свинцовым методом — 2700 млн лет. Образцы из колл. С. И. Макиевского.

величины, обусловленной аноксидной составляющей, и тем самым получения сравнимых величин.

Как видно из табл. 2, значения диэлектрической проницаемости плагиоклазов, пересчитанных на альбит, с увеличением возраста горных пород уменьшаются. То же самое можно сказать и о калиевых полевых шпатах. Это хорошо видно при сравнении значений диэлектрической проницаемости минералов из горных пород Карелии и Кольского полуострова с минералами из горных пород Кавказа.

Несмотря на то, что нет объяснения связи между изменением диэлектрической проницаемости полевых шпатов и их возрастом, и для решения этой задачи необходимы дальнейшие исследования, все же по значениям диэлектрической проницаемости можно определять относительный возраст горных пород.

В заключение автор выражает благодарность П. А. Покалову, Р. А. Хазову и С. И. Макиевскому за любезно предоставленный материал по гранитам Кавказа, Приладожья и Кольского полуострова.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белянкин Д. С. (1927). Об «аноксиде» в кавказитах. Изв. АН СССР, 21, № 12—14.
- Белянкин Д. С. (1937). К определению понятия и к практике аноксидов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Белянкин Д. С. (1944). К минералогии каликатовых полевых шпатов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Богородицкий Н. П., Волокобинский Ю. М., А. А. Воробьев, Б. М. Тареев (1965). Теория диэлектриков. Изд. «Энергия». М.
- Марфунин А. С. (1957). Аналогия «высокотемпературной» и переходной оптики плагиоклазов с санидин—аноксидовой оптикой калиевых полевых шпатов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9.
- Марфунин А. С. (1962). Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Тр. ИГЕМ, вып. 78. Изд. АН СССР, М.
- Петров В. П. (1955). Современное состояние вопроса о неинтрузиях Кавказа и о зависимости оптических свойств минералов от их залегания. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 165, петрограф. сер., № 47.
- Покалов В. Т. (1952). Опыт использования диэлектрической константы кварца для выделения стадий рудообразования на одном из молибденовых месторождений. Сб. научно-техн. информ., № 5, Госгеолтехиздат, М.
- Рожкова Е. В., Ершова К. С. (1961). Диэлектрическая проницаемость минералов и ее использование для разрешения некоторых минералогических вопросов. В сб.: Минеральное сырье, вып. 3, Госгеолтехиздат, М.
- Рожкова Е. В., Л. В. Проскуровский (1957). Определение диэлектрической проницаемости минералов. Госгеолтехиздат, М.



K ö h l e r A. Die Abhängigkeit der Plagioklasoptik vom vorausgegangenen wärmeverhalten. Min.-petr. Mitt., N° 53, Hf. 2, 1941.

T a k u b o I. The dielectric constans of some minerals and their dielectric constans when heated. Met. chemical Abstracts, vol. 45, N 10, 1951.

В. В. Южанова

**К ОПРЕДЕЛЕНИЮ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА АМФИБОЛА ИЗ ГНЕЙСОВ И АМФИБОЛИТОВ ЧУПИНСКОЙ СВИТЫ БЕЛОМОРСКОГО КОМПЛЕКСА МЕТОДОМ СРАВНИТЕЛЬНОЙ ДИСПЕРСИИ ДВУПРЕЛОМЛЕНИЯ (МЕТОД Е. А. КУЗНЕЦОВА)**

В статье изложены результаты построения диаграмм для определения химического состава амфибола из биотито-амфиболовых гнейсов и амфиболитов чупинской свиты методом Е. А. Кузнецова (1959а, 1959б, 1961, 1964). Метод основан на наличии связи между химическим составом минералов и их двупреломлением, как одним из проявлений оптических свойств этих минералов.

Практически использование метода сводится к определению коэффициента дисперсии двупреломления

$$K_2 = \frac{r_1}{r} = \frac{(n_g - n_p)_1 \lambda}{(n_g - n_p) \lambda_1},$$

Составы амфиболов по данным химических анализов и методу Е. А. Кузнецова

Компоненты	Обр. 657/658, биотито-амфиболовый гнейс		Обр. 664, биотито-амфиболовый гнейс		Обр. 547, амфиболит		Обр. 684, биотито-амфиболовый гнейс		Обр. 709, биотито-амфиболовый гнейс	
	химический анализ	метод Е. А. Кузнецова	химический анализ	метод Е. А. Кузнецова	химический анализ	метод Е. А. Кузнецова	химический анализ	метод Е. А. Кузнецова	химический анализ	метод Е. А. Кузнецова
SiO <sub>2</sub>	41.25	41.00	41.80	42.15	44.55	44.55	41.01	41.00	41.12	39.80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.83	16.10	16.12	16.10	14.70	14.70	14.80	14.85	15.96	15.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.87	3.15	3.26	3.15	1.59	1.55	4.18	4.20	1.73	1.55
FeO	12.53	13.50	13.60	13.50	9.44	9.44	10.64	10.64	14.70	14.70
MnO	0.035	0.035	0.05	0.05	0.046	0.05	0.049	0.046	0.05	0.045
MgO	10.29	11.70	7.86	7.86	12.24	12.20	12.20	12.20	8.36	9.75
CaO	11.32	11.32	11.32	11.32	11.32	11.32	11.72	11.20	11.86	11.86
Na <sub>2</sub> O	1.20	1.15	1.32	1.25	1.30	1.30	1.30	1.30	1.15	1.15
K <sub>2</sub> O	0.47	0.46	0.47	0.46	0.67	0.64	0.80	0.82	0.45	0.46
TiO <sub>2</sub>	1.02	1.10	1.06	1.10	1.10	1.11	1.13	1.05	1.45	1.45
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.25	Не опр.	0.38	Не опр.	0.48	Не опр.	0.35	Не опр.	0.35	Не опр.
п. п. п. (включая H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> )	2.21	2.20	2.51	2.40	2.69	2.70	2.07	2.21	2.51	2.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не опр.	—	Не опр.	—	Сл.	—	Н. о.	—	Не опр.	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.042	0.04	0.032	0.032	0.108	0.071	0.002	0.002	0.074	0.078
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.11	0.12	0.11	0.10	0.10	0.08	0.10	0.11	0.10
NiO	0.026	0.035	0.012	0.012	0.046	0.044	0.011	0.012	0.057	0.058
BaO	Сл.	—	Сл.	—	Сл.	—	Сл.	—	Сл.	—
Сумма	100.44	101.89	99.91	99.49	100.39	99.77	100.34	99.73	99.93	98.85

Примечание. Аналитик В. А. Доильница.

где  $r_1$  — разность хода волны в волновом выражении;  $r$  — разность хода стандартной волны в волновом выражении; а  $\lambda$  и  $\lambda_1$  — длины стандартной волны и волны, для которой измеряется коэффициент двупреломления.

Содержание интересующих элементов, составляющих изучаемые минералы, определяется на диаграммах состав— $K_g$ . Для определения— $K_g$

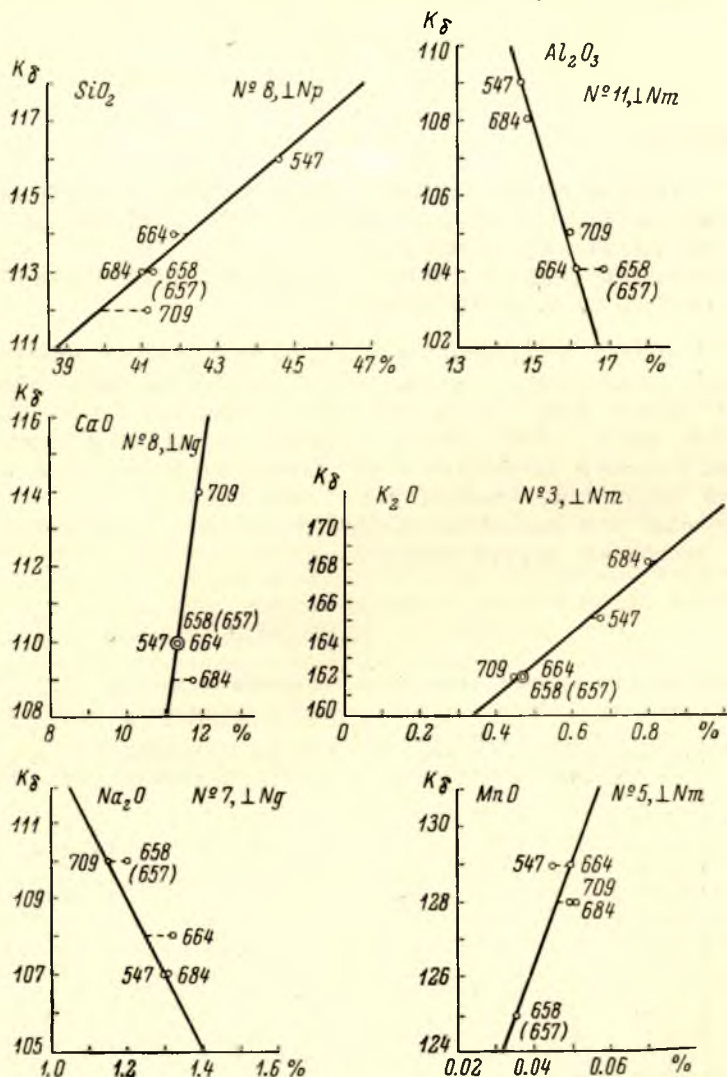


Рис. 1. Диаграммы связи состав— $K_g$  для амфиболов по содержанию в них  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $MnO$ .

На рис. 1, 2 и 3 указаны ориентировка разреза и номера светофильтров, чувствительных к соответствующим элементам.

необходим поляризационный микроскоп, столик Федорова, вращающийся компенсатор, монохроматор (или набор светофильтров).

Из-за отсутствия стандартных светофильтров взяты стекла размером  $8 \times 4$  см, окрашенные анилиновыми красками. Таким образом было изготовлено 10 светофильтров (№№ 5, 6, 7, 8, 9, 9а, 10, 11, 12, 13). Кроме того, в набор светофильтров включены школьные светофильтры (№№ 1, 2, 3, 4). Для построения диаграмм состав— $K_g$  использовано 5 шлифов из гнейсов и амфиболита, амфиболы которых проанализированы в хими-



ческой лаборатории Института геологии Карельского филиала АН СССР (см. таблицу).

При рассмотрении диаграмм состав— $K\delta$  (рис. 1—3) видно, что  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $Cr_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $NiO$ ,  $Na_2O$  определяются в сечении  $\perp Ng$ ;  $SiO_2$  и  $MgO$  — в разрезе  $\perp Np$ ;  $Al_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MnO$ ,  $K_2O$  и  $V_2O_5$  — в разрезе  $\perp Nm$ .

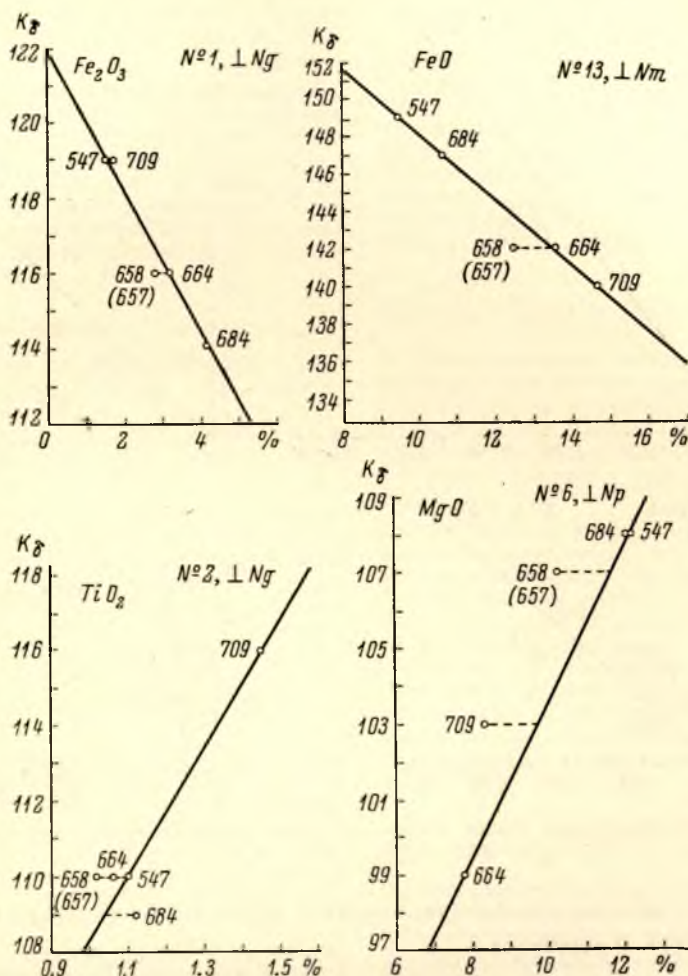


Рис. 2. Диаграммы связи состав— $K\delta$  для амфиболов по содержанию в них  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $TiO_2$ ,  $MgO$ .

В ряде случаев отмечается отклонение от прямолинейной связи состава (вес. %) с  $K\delta$ . Для обр. 658/657 это отклонение, очевидно, объясняется тем, что шлиф и проба амфибола были взяты хотя и из близких мест, но все же не из одного образца. Другие отклонения могли быть вызваны недостаточной мономинеральностью проб или недоброкачеством светофильтров.

В целом из приведенных данных можно сделать следующие выводы:

1. Методом дисперсии двупреломления (методом Е. А. Кузнецова) можно определять химический состав амфиболов из глубокометаморфизованных горных пород типа гнейсов и амфиболитов чупинской свиты беломорской толщи (см. таблицу, рис. 1, 2, 3).

2. Химический состав амфиболов, по крайней мере части тел амфиболитов и биотито-амфиболовых гнейсов, может определяться по одним

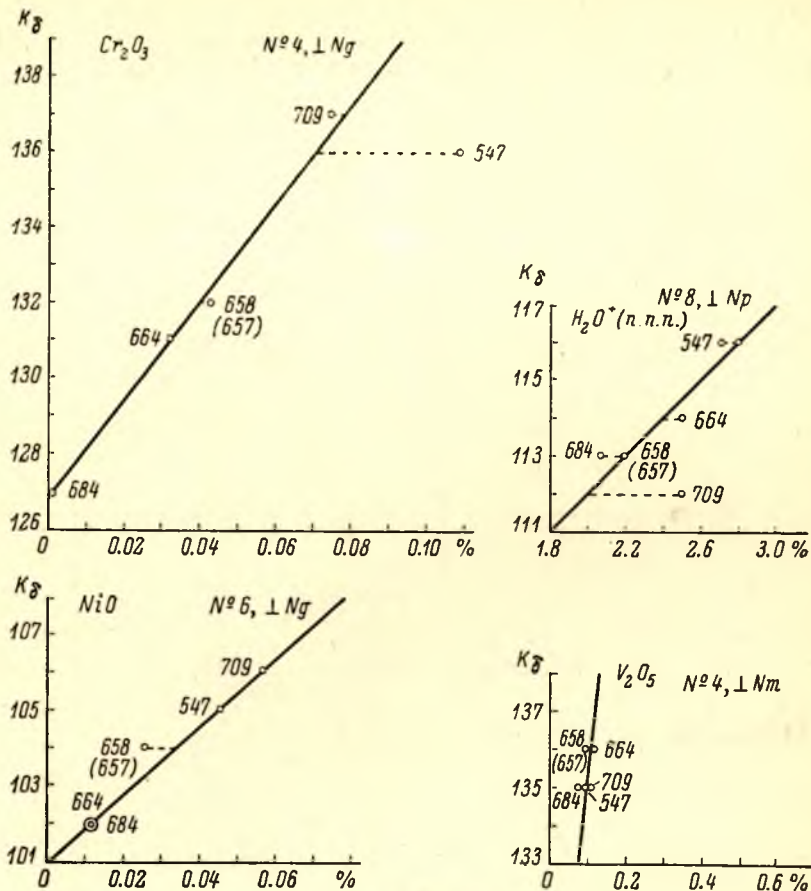


Рис. 3. Диаграммы связи состав— $K_\delta$  для амфиболов по содержанию в них  $Cr_2O_3$ ,  $NiO$ ,  $V_2O_5$ .

диаграммам, что свидетельствует в пользу одинакового генезиса амфибола в амфиболитах и гнейсах.

3. Для составления диаграмм связи  $K_\delta$ —состав амфиболов необходимы шлифы, взятые из тех же образцов, откуда отбирался материал для химического анализа.

#### ЛИТЕРАТУРА

Буриков С. В. и Е. М. Кузнецов. 1962. Некоторые вопросы теории и практики метода сравнительной дисперсии двупреломления. В сб.: Новые методы в минералогии и петрографии и результаты их применения. Матер. совещ. МОИП, секция петрографии, Госгеолтехиздат, М.

Кузнецов Е. А. 1959а. О дисперсии двупреломления. Изв. высш. учебн. заведений, Геология и разведка, № 1.

Кузнецов Е. А. 1959б. Дисперсионный метод анализа минералов. Научн. докл. высш. школы, секция геол.-географ., № 2.

Кузнецов Е. А. 1961. Метод сравнительной дисперсии двупреломления. Вестн. МГУ, № 5.

Кузнецов Е. А. 1964. Метод сравнительной дисперсии двупреломления. Изд. «Недра», М.



УДК 552.22; 552.322.2; 553.677.2 (470.22)

**Структурно-минералогическая классификация пегматитов Северной Карелии.** Гродницкий Л. Л. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1970, 3—11.

Приведена новая региональная классификация слюдоносных, слюдяно-керамических и керамических пегматитов Северной Карелии, основанная на структурно-текстурных признаках и особенностях минерального состава пегматитов. Указывается ряд закономерностей, вытекающих из этой классификации. Библ. 37 назв., табл. — 1.

УДК 549.623.54; 552.322.2; 553.677.2 (470.22)

**О химическом составе биотитов из пегматитов Северной Карелии.** Гродницкий Л. Л., Н. М. Манаев. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1970, 11—20.

Рассматриваются особенности распределения таблитчатого и лейстового (или листоватого) биотита в различных типах пегматитов Северной Карелии. Дана сравнительная характеристика химизма биотита пегматитов. Библ. 28 назв., рис. — 8, табл. — 1.

УДК 549.651; 650.42; 552.322.2; 553.677.2 (470.22)

**Барий в микроклине пегматитов как возможный индикатор пегматитов различных свит и разной слюдо насыщенности.** Арутюнов Г. М., А. Б. Наливкин, Н. И. Холодок. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1970, 20—23.

Анализ содержания бария в микроклинах из пегматитов различного типа и районов позволяет считать уменьшенное содержание бария в микроклине пегматитов показателем слюдоносности последних. Различное содержание бария в микроклинах из пегматитовых жил, находящихся в разных свитах, дает основание предположить использовать это обстоятельство в качестве возможного индикатора различных свит беломорской толщи Северной Карелии. Библ. 9 назв., рис. — 1, табл. — 2.

УДК 537.311.3; 549.623.52; 549.651; 552.322.2; 553.677.2 (470.22)

**Материалы к изучению удельного электрического сопротивления и диэлектрической проницаемости горных пород и минералов слюдяных месторождений Карелии.** Голод М. И., А. Б. На-

ливкин, А. Я. Вохменцев. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1970, 24—30.

Приведены результаты измерений удельного сопротивления и диэлектрической проницаемости различных горных пород и минералов пегматитов месторождений мусковита Северной Карелии. Сделан вывод о возможности использования удельного сопротивления и диэлектрической проницаемости горных пород и минералов для поисков и оценки пегматитовых жил. Библ. 13 назв., рис. — 2, табл. — 4.

УДК 549.1.53; 550.837; 550.838; 552.53; 552.162; 553.24.065; 553.677.2 (470.22)

**О связи физических свойств пород, вмещающих слюдоносные пегматиты, с особенностями их вещественного состава.** Гришин А. С. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1970, 30—36.

Рассматривается применение методов вызванной поляризации и естественного электрического поля при поисках пегматитовых жил на месторождениях Северной Карелии. Изучение физических свойств вмещающих пород и пегматитов показало, что околожилные вмещающие гнейсы обладают повышенной поляризуемостью и магнитной восприимчивостью, обусловленными наличием ореола контактовых изменений вмещающих пород. Библ. 6 назв., рис. — 4, табл. — 2.

УДК 553.24.065, 552.162; 553.677.2 (470.22)

**Ореолы увеличения декрепитационной активности кварца, полевошпатовый и кварцево-полевошпатовый фракций гнейсов как поисковый признак слюдоносных пегматитов.** Полин А. К. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1970, 36—42.

Изучены «ореолы пропаривания» на контакте слюдоносных пегматитовых жил разных типов одного из месторождений Северной Карелии. На контакте с пегматитовыми жилами фиксируются ореолы повышенной декрепитационной активности кварца, полевошпатовой и кварц-полевошпатовой фракции гнейсов в интервале 260—500°. Наиболее мощные «ореолы пропаривания» отмечаются на контакте промышленных слюдоносных пегматитовых жил. «Ореолы пропаривания» могут быть использованы для поисков и оценки слюдоносных пегматитовых жил, в том числе и слепых. Библ. 4 назв., рис. — 2.

УДК 553.24.065; 552.162; 553.677.2 (470.22)

**Процент выхода тяжелой фракции протолочек вмещающих пегматиты пород как критерий поисков слюдяных пегматитов.** Наливкин А. Б. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1970, 42—44.

Показана возможность использования ореолов уменьшения процента выхода тяжелой фракции протолочек вмещающих пегматиты гнейсов как критерия поисков слюдоносных пегматитов. Библ. 5 назв., рис. 2.

УДК 553.24.065; 549.621.9; 552.162; 552.163; 553.677.2 (470.22)

**Некоторые особенности гранатов гнейсов одного из месторождений мусковита Северной Карелии как индикатор изменений геологических условий.** Полин А. К., Р. П. Эйгирд. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1970, 44—48.

На контакте слюдоносной пегматитовой жилы, залегающей в дистено-гранатобитовых гнейсах, в составе гранатов гнейсов по направлению к жиле увеличивается содержание альмандиновой и спессартиновой и уменьшается содержание пироновой составляющих. Одновременно увеличивается параметр решетки граната от 11.530—11.541 до 11.543—11.547 Å. Характер изменений свидетельствует о понижении давления в период формирования околожильного ореола. Указанные изменения состава и параметра решетки гранатов из гнейсов являются одним из признаков слюдоносных пегматитовых жил. Библ. 1 назв., рис. — 1, табл. — 1.

УДК 550.42; 552.42; 553.677.2 (470.22)

**Новые данные по геохимии продуктивных гнейсов Чупино-Лоухского района (Северная Карелия).** Арутюнов Г. М. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1970, 48—53. Приведены новые данные по распределению микроэлементов в породообразующих минералах глиноземистых и аллитовидных пород: биотитах, гранатах, мусковитах, плагиоклазах, кварцах, дистенах. На основании балансовых определений элементов в минералах сделан вывод о различии литологически сходных пород из разных частей разреза пород чупинской продуктивной свиты. В минералах пород верхних горизонтов отмечается более высокие содержания элементов, а также и частота их встречаемости. Рудные и безрудные участки месторождений мусковитовых пегматитов характеризуются различными особенностями

в распределении микроэлементов между минералами пород. Библ. 3 назв., табл. — 4.

УДК 553.677.2 (470.22)

**О количественной оценке роли подстилающих пород в формировании слюдяных пегматитовых жил.** Вохменцев А. Я. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1970, 53—56.

Выявлена зависимость слюдонасыщения от мощности непосредственно подстилающих пегматитовые жилы глиноземистых гнейсов. Отмечена криволинейная функциональная зависимость между ними. Максимальное слюдонасыщение наблюдается в жилах при некоторой оптимальной мощности глиноземистых гнейсов. Библ. 4 назв., рис. — 1.

УДК 549.731.2 (470.22)

**К находке акцессорного хризоберилла в пегматитах Приладожья.** Сафронова Г. П. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1970, 56—61. В пегматитовой жиле, прорывающей роговообманковые сланцы, впервые в Северном Приладожье обнаружен акцессорный хризоберилл в ассоциации с грубозернистым альбитом, кварцем и акцессорным бериллом. Хризоберилл образует несовершенные ограненные кристаллы (до 6 мм в длину) и скопления зерен, замещающих мусковитом. В свежем изломе он зеленовато-белый, имеет  $2V = +6^\circ$ ,  $\chi > \rho$ ,  $Ng - Np = 0.010$ ,  $a_0 = (5.45 \pm 0.01) \text{ Å}$ ,  $b_0 = (9.42 \pm 0.01) \text{ Å}$ ,  $c_0 = (4.43 \pm 0.01) \text{ Å}$ . Жила, содержащая акцессорный хризоберилл, отличается от обычных для Приладожья пегматитов широким развитием альбита и более высоким содержанием в породообразующих минералах редких щелочей и олова. Библ. 12 назв., рис. — 3, табл. — 3.

УДК 552.18; 552.162; 553.677.2 (470.21)

**О наложенной минерализации пород Стрельнинского месторождения на Кольском полуострове.** Лутковская Т. А., А. С. Семенов. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1970, 62—68.

В зависимости от типа парагенетических ассоциаций поздних минералов и характера их распространения выделены высоко-, средне- и низкотемпературные изменения. Высокотемпературные изменения проявились в мусковитизации; среднетемпературные — в серицитизации; низкотемпературные — в хлоритизации. Наиболее интенсивно проявились высокотемпературные изменения. Библ. 7 назв., рис. — 6, табл. — 1.



УДК 552.162; 549.613.3; 553.232; 553.492 (470.22)

**К вопросу образования кванита на месторождении Лягкомына.** Лутковская Т. А. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1970, 68—78. Приводятся интересные данные о генезисе кванита на месторождении Лягкомына. Дается подсчет привноса и выноса отдельных элементов при метасоматическом изменении пород под влиянием гидротермального метаморфизма, связанного с кислым магматическим очагом. Библ. 9 назв., рис. — 6, табл. — 1.

УДК 550.42; 552.42; 552.163 (470.22)

**Некоторые геолого-геохимические особенности процессов гранитизации гнейсов прибрежной части Белого моря (Северная Карелия).** Малов Н. Д. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1970, 78—82.

Рассматривается поведение ряда рассеянных элементов при гранитизации гнейсов. В процессе усиления гранитизации идет прогрессивное накопление  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , уменьшение  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$  и  $\text{TiO}_2$ . Эти же процессы сопровождаются накоплением в конечных продуктах гнейсов Ba, Pb и Sn и обеднением их Zr, V, Ni, Cr и Co. При этом железисто-магнезиальный коэффициент исходных гнейсов изменяется незначительно, что свидетельствует о тесной петрохимической связи гранитоидов с вмещающими породами. Библ. 7 назв., рис. — 2, табл. — 1.

УДК 548.32; 549.623.54; 552.163 (470.22)

**Эволюция биотита при гранитизации.** Свириденко Л. И., В. Н. Кожеников. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1970, 82—93. Рассматривается эволюция биотита при перекристаллизации плагиогнейсов фундамента карелид с образованием гранитоидов плагиогранитной серии. Изучение вопросов изоморфизма на базе корреляционного анализа позволило прийти к заключению о переходе в условиях падающего давления части щелочных катионов в октаэдрические позиции и увеличении содержания  $\text{Al}_{\text{IV}}$ . Состав биотита не зависит от состава материнских пород. На величину светопреломления его оказывает влияние большое число факторов, степень и характер которых зависит от физико-химических условий образования биотита и характера изоморфизма. Библ. 13 назв. рис. — 8, табл. — 3.

УДК 549.621.9; 549.623.54, 552.163 (470.22)

**Некоторые особенности гранатов и биотитов из гнейсов центральной части За-**

**падного Беломорья.** Володичев О. И. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1970, 93—106.

Изучен состав 18 гранатов и 20 биотитов (18 гранато-биотитовых пар) из гнейсов беломорского комплекса, преимущественно глиноземистого состава. Как показали исследования, на содержание некоторых компонентов в минералах влияет содержание их в породе, что необходимо учитывать при выявлении закономерностей распределения элементов в сосуществующих минералах. Устанавливается, что при повышении метаморфизма в биотитах понижается железистость и повышается содержание Cr, V, Ti. На концентрацию Ti в биотитах, кроме того, по-видимому, влияет содержание в породе  $\text{TiO}_2$  и  $\text{SiO}_2$ . В гранатах с повышением метаморфизма понижается железистость и содержание Mn и Ca. Библ. 15 назв., рис. — 8, табл. — 4.

УДК 549.643.32; 552.163 (470.22)

**О происхождении щелочных амфиболов в железистых кварцитах Карелии.**

Ю. И. Лазарев. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1970, 107—118.

Рассматриваются условия образования щелочных амфиболов, принадлежащих к твердым растворам серии арфведсонит—рибекит—магнезиорибекит при региональном существовании изохимическом метаморфизме железистых кварцитов. Образование богатых магнием рибекит-магнезиорибекитовых твердых растворов (родуситов) происходит только в кварцитах, содержащих свободную  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в течение всего времени метаморфизма. Учитывая влияние других компонентов, для образования щелочных амфиболов необходимо, чтобы щелочность порового раствора, определяемая  $P_0$ , не опускалась ниже уровня эквивалентного  $P_0$  над буфером  $\text{Mgt} - \text{He}$  в системе  $\text{Fe} - \text{Si} - \text{O}$ . С ростом роли щелочей и понижением роли кислорода состав щелочных амфиболов закономерно меняется в сторону все более железистых составов. Особенно благоприятные условия для образования щелочных амфиболов создаются на регрессивной стадии метаморфизма, когда происходит относительное повышение щелочности порового раствора вследствие падения температуры и давления. Библ. 21 назв., рис. — 4.

УДК 550.42; 552.45; 553.311 (470.22)

**О геохимии железистых кварцитов на примере Костомукшского месторождения Карелии.** Горьковец В. Я. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1970, 118—125.

Описывается распределение элементов-примесей в минералах железистых кварцитов вулканогенно-осадочных лептитовых железисто-кремнистых формаций. Выявлено упорядоченное распределение элементов в минералах железных руд в зависимости от литологического состава пород. Установлена подвижность микроэлементов в минералах в зависимости от геохимических преобразований пород в различных фациях регионального метаморфизма. Особое внимание обращено на поведение германия в минералах железистых кварцитов месторождения. Библ. 11 назв., рис. — 4, табл. — 1.

УДК 549.322; 552.163 (470.22)

**Пирротиновая минерализация серноколчеданных месторождений Южной Карелии.** Рыбаков С. И. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1970, 126—134.

Рассматривается геологическая позиция и взаимоотношение пирротиновой минерализации с пиритовыми рудами. Приводятся результаты изучения взаимоотношений гексагонального и моноклинного пирротинов, данные их рентгенометрического и химического анализов, результаты определения температуры кристаллизации пирротина методами декрепитации и Арнольда. Сделаны выводы о том, что образование генетически родственных пирротиновых и пентландитопирротиновых руд связано с заключительной регрессивной стадией регионального метаморфизма. Библ. 7 назв., рис. — 7, табл. — 2.

УДК 549.3 (470.22)

**О проявлении сурьмяной минерализации в Карелии.** Юдин В. Н. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1970, 134—137.

Впервые приводятся сведения о сурьмяной минерализации в Карелии. Носителями сурьмяной минерализации являются главным образом бертьерит, а также самородная сурьма и гудмундит. Библ. 3 назв.

УДК 552.322; 553.064.9 (470.22)

**О редкометалльных альбитовых апогранитах Карелии.** Хазов Р. А., В. И. Хазова. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1970, 137—143.

Обосновывается правильность отнесения к апогранитам метасоматических пород, выявленных в Карелии за последние годы. Высказываются соображения о принадлежности к одной генетической серии материнских пород редкометалльных альбитовых апогранитов и гранитов, сла-

гающих известный в этом районе большой гетерогенный массив, а также обращается внимание геологов на новый для Карелии тип редкометалльного оруденения альбитовой формации. Библ. 3 назв., рис. — 3, табл. — 3.

УДК 549.4; 540.623.53; 553.677.3 (740.22)

**Зональность флогопита Ковдорского месторождения.** Мейльбаум В. Я. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1970, 144—150.

Изучена зональность Ковдорского флогопита. Установлено два типа его зональности. Приведены химические анализы различных зон флогопита. При сравнении результатов химических анализов наблюдается увеличение содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{F}_2$  и уменьшение  $\text{FeO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Sr}_2\text{O}_3$  и  $\text{BaO}$  от «ядра» кристалла к его внешней зоне. Библ. 10 назв., рис. — 8, табл. — 1.

УДК 549.623.52; 553.677.2 (470.22)

**О некоторых изменениях мусковита при нагревании.** Карелина И. Н. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1970, 150—157.

Приводятся результаты исследования изменений, происходивших в мусковите при его нагревании, а также результаты определения микротвердости мусковита. Сделан вывод о том, что термообработка мусковита вызывает появление в нем включений, расслоений, «ржавых» пятен и трещин. Отмечается также, что с увеличением твердости мусковита при нагревании его пластинок уменьшается содержание пластинок с воздушными и газовыми включениями, расслоениями и «ржавыми» пятнами и увеличивается содержание пластинок с трещинами. Указывается, что использование мусковита в производстве наиболее рационально при учете различных условий работы изделий из мусковита и его природных возможностей. Библ. 8 назв., рис. — 2, табл. — 1.

УДК 548.4; 549.623.52; 553.677.2 (470.22)

**О «ржавой» пятнистости в мусковите некоторых пегматитов Северной Карелии.** Скрипко С. Н. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1970, 157—161.

Приводятся результаты изучения включений хлорита и биотита, а также особенностей распределения «ржавых» пятен в мусковите пегматитов. Сделаны выводы о том, что включения хлорита в мусковите являются продуктами изменения биотита; концентрация «ржавых»



пятен, влияющих на качество мусковита как диэлектрика, зависит от генезиса, расположения, величины и количества включений биотита в мусковите. Библ. 8 назв., рис. — 3, табл. — 1.

УДК 539.2; 548.4; 549.523.52; 553.677.2 (470.22)

**Изучение хлоритовых включений в слюде (мусковите) и их влияние на качество электровакуумной слюды.** Решетникова А. К. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1970, 162—168. Рентгенометрическим и термографическим анализами доказывается хлоритовая природа «скрытых» включений в мусковите, выявляющихся в виде «ржавых» пятен при его термообработке. Предложена кристаллохимическая формула исследованного хлорита. Рассматривается влияние включений на внутреннюю электропроводность и напряжение поверхностного разряда мусковита. Рассчитана энергия активации носителей тока. Изучено газоотделение чистого мусковита и мусковита с хлоритовыми включениями. Установлено слабое влияние хлоритовых включений на электрические свойства мусковита по сравнению с «ржавыми» пятнами другой минеральной природы (окислы и гидроокислы железа). Сделан вывод о необходимости различать природу «ржавой» пятнистости при разработке слюды. Библ. 10 назв., рис. — 6, табл. — 2.

УДК 552.122; 552.323.5 (470.22)

**Экспериментальное воспроизведение некоторых структур базальтов Ветреного пояса.** Куликов В. С., Ю. К. Калинин. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1970, 168—172.

Экспериментальным путем воспроизведен ряд структур базальтов с целью объяснения их генезиса. Кристаллизация расплава пикритового базальта проводилась в течение 3 час. при температурах 1300, 1250, 1200, 1100, 1000 и 900° с последующей закалкой на воздухе. Структуры и минеральный состав искусственных пород оказались близкими природным. Это позволяет оценивать температурный интервал и последовательность кристаллизации различных разновидностей базальтов, а также объяснить причину двух генераций оливина в эффузивах. Библ. 7 назв., рис. — 2.

УДК 549.642; 734.032

**О рентгенограммах и инфракрасных спектрах поглощения железистых авгитов.** Рашин Г. Н., Г. Н. Лебедева, Г. Н. Бугнин. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1970, 173—177.

Исследованы дифрактограммы и инфракрасные спектры поглощения шести образцов авгитов, полученных при кристаллизации синтетических расплавов в системе диоксид-железистый силикат Чермака ( $\text{CaFe}_2\text{SiO}_6$ ). Содержание силиката Чермака в авгитах постепенно возрастает от 9.5 до 35 мол.%. Дифрактограммы снимались на аппарате УРС-50И при медном излучении, инфракрасные спектры поглощения — на спектрофотометре UR-10 в области 400—1400  $\text{см}^{-1}$ . Дифрактограммы обнаруживают изменения в химическом составе авгитов, составляющие не менее 10 мол.%.  $\text{CaFe}_2\text{SiO}_6$ . При этом происходит смещение максимума области углов 32—33°, усиление интенсивности максимума 1.305. Инфракрасные спектры поглощения более чувствительны к изменению состава авгитов. С увеличением железистости авгитов постепенно уменьшается отношение интенсивностей максимумов 635 и 670  $\text{см}^{-1}$ . Метод инфракрасной спектроскопии может быть использован для количественной оценки железистости авгитов исследованного ряда. Библ. 2 назв., рис. — 4, табл. — 6.

УДК 549.642; 549.731

**О роли железа при кристаллизации магнетита и пироксена в стеклах основного состава.** Рашин Г. Н., Г. А. Лебедева. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1970, 177—185.

Исследована кристаллизация 43 синтетических стекол базальтового состава, содержащих от 0 до 17 вес.%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Стекла кристаллизовались в атмосфере воздуха, в интервале температур 600—1150°. В зависимости от порядка кристаллизации магнетита и моноклинного пироксена выделено 4 группы стекол: 1) без образования магнетита; 2) с более ранней кристаллизацией пироксена; 3) с одновременным выделением магнетита и пироксена; 4) с более ранней кристаллизацией магнетита. Порядок кристаллизации магнетита и пироксена определяется их количественными соотношениями в нормативном составе стекла. Стекла 1 и 2 групп кристаллизуются с образованием отдельных редких сферолитов в массе стекла. Из стекол 3 и 4 групп образуются тонкие стеклокристаллические материалы, благодаря наличию большого числа центров кристаллизации, образованных магнетитом. Для получения стеклокристаллических материалов (ситаллов) из маложелезистых стекол базальтового состава (1 и 2 группы) необходимо введение нуклеаторов, из стекол 3 и 4 групп возможно получение таких материалов без дополнительного введения минерализаторов. Библ. 5 назв., рис. — 6, табл. — 5.

Определение относительного возраста горных пород по значениям диэлектрической проницаемости полевых шпатов. В о л о ч а е в В. Я. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1970, 186—189.

Исследования полевых шпатов показали, что значения диэлектрической проницаемости плагиоклазов и калиевых шпатов зависят от возраста пород: чем моложе горная порода, тем выше значение их диэлектрической проницаемости. Библ. 12 назв., табл. — 2.

К определению химического состава амфибола из гнейсов и амфиболитов чупинской свиты беломорского комплекса методом сравнительной дисперсии двупреломления (метод Е. А. Кузнецова). Ю ж а н о в а В. В. Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Изд-во «Недра», Ленингр. отд., Л., 1970, 189—192. Приводятся результаты изучения зависимости дисперсии двупреломления от химического состава амфиболов из гнейсов и амфиболитов Северной Карелии. Сделан вывод о возможности определения химического состава амфиболов из глубокометаморфизованных горных пород методом Е. А. Кузнецова. Библ. 5 назв., рис. — 3, табл. — 1.



# СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
<i>Л. Л. Гродницкий.</i> Структурно-минералогическая классификация пегматитов Северной Карелии . . . . .	3
<i>Л. Л. Гродницкий и Н. М. Манаев.</i> О химическом составе биотитов из пегматитов Северной Карелии . . . . .	11
<i>Г. М. Арутюнов, А. Б. Наливкин, Н. И. Холодок.</i> Барий в микроклине пегматитов как возможный индикатор пегматитов различных свит и разной слюдоносности . . . . .	20
<i>М. И. Голод, А. Б. Наливкин, А. Я. Возменцев.</i> Материалы к изучению удельного электрического сопротивления и диэлектрической проницаемости горных пород и минералов слюдяных месторождений Карелии . . . . .	24
<i>А. С. Гришин.</i> О связи физических свойств пород, вмещающих слюдоносные пегматиты, с особенностями их вещественного состава . . . . .	30
<i>А. К. Полин.</i> Ореолы увеличения декрепитационной активности кварца, полевошпатовый и кварцево-полевошпатовый фракций гнейсов как поисковый признак слюдоносных пегматитов . . . . .	36
<i>А. Б. Наливкин.</i> Процент выхода тяжелой фракции протолокчкк вмещающих пегматиты пород как критерий поисков слюдоносных пегматитов . . . . .	42
<i>А. К. Полин и Р. П. Эйгирд.</i> Некоторые особенности гранатов гнейсов одного из месторождений мусковита Северной Карелии как индикатор изменений геологических условий . . . . .	44
<i>Г. М. Арутюнов.</i> Новые данные по геохимии продуктивных гнейсов Чупино-Лоухского района (Северная Карелия) . . . . .	48
<i>А. Я. Возменцев.</i> О количественной оценке роли подстилающих пород в формировании слюдяных пегматитовых жил . . . . .	53
<i>Г. П. Сафронова.</i> К находке аксессуарного хризоберилла в пегматитах Приладжья . . . . .	56
<i>Т. А. Лутковская и А. С. Семенов.</i> О наложенной минерализации пород Стрельнинского месторождения на Кольском полуострове . . . . .	62
<i>Т. А. Лутковская.</i> К вопросу образования кианита на месторождении Ляккомына . . . . .	68
<i>Н. Д. Малов.</i> Некоторые геолого-геохимические особенности процессов гранитизации гнейсов прибрежной части Белого моря (Северная Карелия) . . . . .	78
<i>Л. П. Свириденко и В. Н. Кожевников.</i> Эволюция биотита при гранитизации . . . . .	82
<i>О. И. Володичев.</i> Некоторые особенности гранатов и биотитов из гнейсов центральной части Западного Беломорья . . . . .	93
<i>Ю. И. Лазарев.</i> О происхождении щелочных амфиболов в железистых кварцитах Карелии . . . . .	107
<i>В. Я. Горьковец.</i> О геохимии железистых кварцитов (на примере Костомукшского месторождения Карелии) . . . . .	118
<i>С. И. Рыбаков.</i> Пирротиновая минерализация серноколчеданных месторождений Южной Карелии . . . . .	126
<i>В. Н. Юдин.</i> О проявлении сурьмяной минерализации в Карелии . . . . .	134
<i>Р. А. Хазов и В. И. Хазова.</i> О редкометалльных альбитовых апогранитах Карелии . . . . .	137
<i>В. Я. Мейльбаум.</i> Зональность флогопита Ковдорского месторождения . . . . .	144
<i>И. Н. Карелина.</i> О некоторых изменениях мусковита при нагревании . . . . .	150
	199

<i>С. Н. Скрипко.</i> О «ржавой» пятнистости в мусковите некоторых пегматитов Северной Карелии . . . . .	157
<i>А. К. Решетникова.</i> Изучение хлоритовых включений в слюде (мусковите) и их влияние на качество электровакуумной слюды . . . . .	162
<i>В. С. Куликов, Ю. К. Калинин.</i> Экспериментальное воспроизведение некото- рых структур базальтов Ветреного пояса . . . . .	168
<i>Г. А. Рашин, Г. А. Лебедева, Г. А. Бугнин.</i> О рентгенограммах и инфракрас- ных спектрах поглощения железосодержащих авгитов . . . . .	173
<i>Г. А. Рашин, Г. А. Лебедева.</i> О роли железа при кристаллизации магнетита и пироксена в стеклах основного состава . . . . .	177
<i>В. Я. Волочаев.</i> Определение относительного возраста горных пород по значе- ниям диэлектрической проницаемости полевых шпатов . . . . .	186
<i>В. В. Южанова.</i> К определению химического состава амфибола из гнейсов и амфиболитов чупинской свиты беломорского комплекса методом срав- нительной дисперсии двупреломления (метод Е. А. Кузнецова) . . . .	189
Р е ф е р а т ы . . . . .	193

## МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ДОКЕМБРИЯ КАРЕЛИИ

*Утверждено к печати  
Институтом геологии  
Карельского филиала АН СССР*

Редактор издательства Т. Н. Токарева  
Художник Я. Б. Таубвурцель  
Технический редактор Н. Ф. Виноградова  
Корректоры Н. В. Лихарева, Г. А. Мирошниченко и Т. Г. Эдельман

Сдано в набор 4/VIII 1970 г. Подписано к печати 17/V 1971 г. Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
Печ. л. 12<sup>1</sup>/<sub>2</sub>+2 вкл. (2/3 п. л.)=18,55 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 18,73. Изд. № 4401. Тип. зак. № 1110.  
Бумага № 2. М-26245. Тираж 1100. Цена 1 р. 80 к.

Ленинградское отделение издательства «Наука»  
Ленинград, В-164, Менделеевская лин., д. 1

1-я тип. издательства «Наука». Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12